

Die fazielle Entwicklung des Zechsteins im
westemsländischen Raum unter besonderer
Berücksichtigung der Karbonate

Inaugural-Dissertation

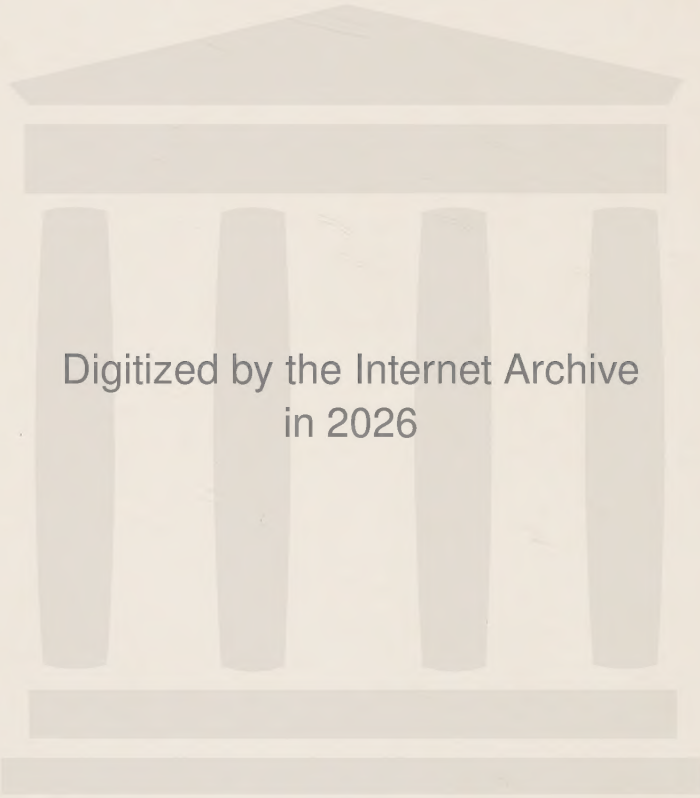
zur Erlangung der Doktorwürde
des Fachbereiches 24 (Geowissenschaften)
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Spiros Klioumis

aus Wrontismeni/Griechenland

1972



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41550817_0003

**Die fazielle Entwicklung des Zechsteins im
westemsländischen Raum unter besonderer
Berücksichtigung der Karbonate**

Inaugural-Dissertation

**zur Erlangung der Doktorwürde
des Fachbereiches 24 (Geowissenschaften)
der Freien Universität Berlin**

vorgelegt von

Spiros Klioumis

aus Wrontismeni/Griechenland

1972

1. Referent: Prof. Dr. M. Richter
2. Referent: Prof. Dr. Dr. W. Gocht

Tag der mündlichen Prüfung:

10. Juli 1972



Gedruckt mit Genehmigung des Fachbereichs 24,
Geowissenschaften, der Freien Universität Berlin

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	Seite	3
1. Einführung	Seite	5
2. Problemstellung	Seite	6
3. Paläogeographische Übersicht	Seite	7
4. Arbeitsunterlagen, Arbeitsmethoden	Seite	9
5. Stratigraphische Einstufung und Mächtigkeiten der einzelnen Stufen im Zechstein	Seite	11
5.1 Stratigraphische Profilschnitte und ihre Deutung	Seite	14
5.11 Profil 1 (Gronau-Epe 1 - Norddeutschland 7)	Seite	15
5.12 Profil 2 (Tubbergen 5 - Emlichheim Z 8)	Seite	18
5.13 Profil 3 (Balderhaar Z 1 - Lingen Z 1)	Seite	21
5.14 Profil 4 (Emlichheim Z 8 - Dalum Z 1 / Z 5)	Seite	22
5.15 Profil 5 (Itterbeck-Halle Z 8 - Adorf Z 1)	Seite	23
5.2 Isopachenpläne	Seite	24
5.21 Anhydrit 1 (A 1)	Seite	25
5.22 Zechstein-1-Salz (Na 1)	Seite	26
5.23 Zechstein-2-Karbonat (Ca 2)	Seite	27
5.24 Zechstein-2-Salz (Na 2)	Seite	28
5.25 Zechstein-3-Karbonat (Ca 3)	Seite	30
6. Petrographie der Zechsteinkarbonate	Seite	31
6.1 Zur Karbonatbildung	Seite	31
6.2 Zur Nomenklatur	Seite	34
6.3 Diagenetische Prozesse	Seite	38
6.4 Porenraumbildung	Seite	60
6.5 Zechstein-1-Karbonat (Ca 1)	Seite	63
6.6 Zechstein-2-Karbonat (Ca 2)	Seite	70

6.61 Zur Bohrloch-Diagramm-Auswertung	Seite	70
6.62 Gebiet Gronau-Ochtrup-Neuenkirchen-Salzbergen-Emsbüren-Bentheim	Seite	71
6.63 Gebiet Itterbeck-Frenswegen-Nordhorn	Seite	83
6.64 Gebiet Wielen-Uelsen-Ratzel-Wilsum	Seite	90
6.65 Gebiet Esche-Wietmarschen	Seite	112
6.66 Gebiet Emlichheim-Adorf	Seite	112
6.67 Gebiet Fehndorf	Seite	115
6.7 Typisierung der Fazies im Ca 2	Seite	116
6.8 Zechstein-3-Karbonat (Ca 3)	Seite	118
6.81 Gebiet Bentheim-Salzbergen-Emsbüren-Neuenkirchen-Ochtrup	Seite	118
6.82 Gebiet Wielen-Itterbeck-Emlichheim-Adorf-Esche	Seite	129
6.9 Typisierung der Fazies im Ca 3	Seite	132
7. Zusammenfassung	Seite	143

Literatur, Karten, Anlagen,
Dünnschliffverzeichnis

V o r w o r t

Die Anregung zu der vorliegenden Dissertation erhielt ich von meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. M. Richter. Ihm möchte ich auch an dieser Stelle für das interessante Thema und für seine Hilfe bei der Ausgestaltung der Arbeit sehr herzlich danken. Mir liegt daran, ihm bei dieser Gelegenheit auch für die zweijährige Ausbildung am geologischen Institut der Freien Universität Berlin in den Jahren 1963-1965 meinen Dank auszusprechen.

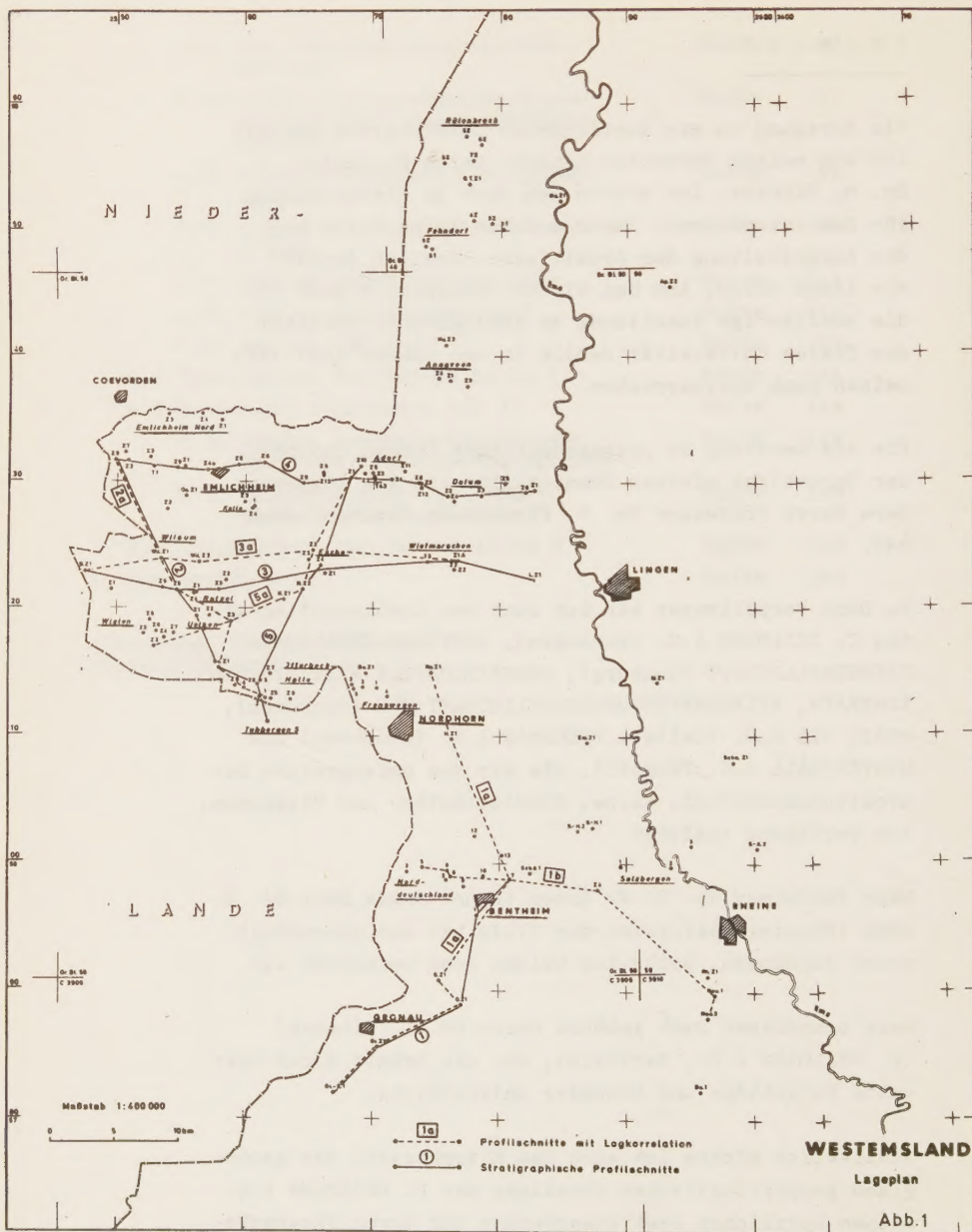
Für die Beratung in petrographischen Fragen und bei der Durchsicht einiger Dünnschliffe bin ich insbesondere Herrn Professor Dr. H. Füchtbauer (Bochum) dankbar.

Zu Dank verpflichtet bin ich auch den Erdölgesellschaften C. DEILMANN A.G. (Bentheim), DEUTSCHE TEXACO-AKTIENGESellschaft (Hamburg), GEWERKSCHAFTEN BRIGITTA UND ELWERATH, BETRIEBSFÜHRUNGSGESellschaft MBH (Hannover), MOBIL OIL A.G. (Celle), PREUSSAG A.G. (Hannover) und WINTERSHALL A.G. (Kassel), die mir das umfangreiche Bearbeitungsmaterial, Kerne, Bohrlochdaten- und Diagramme, zur Verfügung stellten.

Herr Professor Dr. H. K. Erben (Bonn) sowie Herr Dr. O. SUHR (Münster) leisteten mir Hilfe bei den mikroskopischen Aufnahmen, wofür ich beiden sehr verbunden bin.

Mein besonderer Dank gebührt Herrn Dr. L. Bisewski (C. DEILMANN A.G., Bentheim), der die Arbeit durch wertvolle Ratschläge und Hinweise unterstützte.

Schließlich möchte ich auch den Mitarbeitern der geologisch-geophysikalischen Abteilung der C. DEILMANN A.G. meinen herzlichen Dank aussprechen für deren Unterstützung bei den Labor-, Zeichen- und Schreibarbeiten.



1. Einführung

Wie aus der Übersichtskarte (Abb. 1) zu entnehmen ist, liegt das bearbeitete Gebiet westlich der Ems. Es erstreckt sich von den Bohrungen der Gasfelder Oberlanger Tenge/Fehndorf im Norden bis zu den Zechstein-Bohrungen des Raumes Gronau im Süden. Die Niederlande begrenzen den Untersuchungsraum im Westen. Seine N-S-Erstreckung beträgt ca. 70 km bei einer Fläche von etwa 2000 km².

Die Suche nach Kohlenwasserstoffen begann im Westemsland bereits vor der Jahrhundertwende. Im Sieringhoek südlich Bentheim war schon seit längerem verhärtetes Bitumen (LÜGTERS, 1959) abgebaut worden. Die Exploration richtete sich nach 1900 zunächst ausschließlich auf flüssige Kohlenwasserstoffe. Bei allen abgeteufte Bohrungen blieb der Erfolg aus.

In den Jahren 1925 bis 1933 wurde das Gebiet um Bentheim von der Preußischen Geologischen Landesanstalt erneut auch im Hinblick auf eine mögliche Kohlenwasserstoffführung untersucht. Auch der übrige deutsch-holländische Grenzraum wurde in diese Untersuchungen einbezogen. Es wurden dabei auch Bohrungen abgeteuft, ohne daß es zu einer Fündigkeit kam. Erst 1938 gelang es, erstmals bei Bentheim mit einer Zechsteinbohrung Gasführung im Plattendolomit nachzuweisen. Dieser Fund führte zu einer Intensivierung der Suche nach Erdöl und Erdgas im gesamten Westemsland. Mit Hilfe geophysikalischer Meßmethoden, vor allem der inzwischen entwickelten Reflexionsseismik, konnten erdölgeologisch interessante Strukturen auch dort genauer lokalisiert werden, wo pleistozäne

und tertiäre Ablagerungen den Untergrund verhüllten.

Im Jahre 1942 wurde mit Lingen/Dalum das erste Erdölfeld des Westenslandes erschlossen. Später folgten die Entdeckungen der Felder Georgsdorf, Emlichheim und schließlich im Jahre 1949 die von Rühlertwist, Rühlermoos und Scheerhorn.

Der Fortschritt in der Bohrtechnik ermöglichte schließlich auch die Untersuchung tieferer geologischer Schichtglieder, insbesondere der Zechsteinkarbonate, deren Gasführung im Bentheimer Sattel erwiesen war. So gelangen 1951 der Aufschluß des Gasfeldes Frenswegen und 1952 die Erschließung des Feldes Itterbeck. 1955 folgte Adorf, 1956 Emlichheim, Kalle 1957 und 1959 Esche, Wielen und Ratzel.

2. Problemstellung

Die nicht nur im Emsland, sondern auch im nordöstlich anschließenden Raum und in den östlichen Niederlanden wirtschaftlich so bedeutende Gasführung der Zechsteinkarbonate ist an bestimmte Faziesbereiche gebunden. Die lithofazielle Ausbildung der Karbonate hängt von paläogeographischen und ökologischen Faktoren ab. Die in dieser Schrift behandelte Arbeit hatte neben der stratigraphischen Gliederung der Zechsteinstufen hauptsächlich die Untersuchung der Lithologie und der faziellen Bildungsbedingungen der Karbonate im Arbeitsgebiet zum Ziel. Dabei haben sich speziell im Hinblick auf die Karbonate folgende Fragen ergeben:

1. Unter welchen Bedingungen haben sie sich gebildet?

2. Welche Zusammenhänge bestehen zwischen Paläogeographie und Fazies?
3. Wie ist die lithologische Entwicklungsgeschichte der Karbonate verlaufen?
4. Wie ist der Porenraum entstanden, und wie hat sich die Entstehungsweise auf Porenform und Permeabilität ausgewirkt?

Die Behandlung dieser Fragen kann insofern von wirtschaftlicher Bedeutung sein, als mit ihrer Klärung die Beurteilung der Höffigkeit eines Gebietes möglich oder erleichtert wird.

3. Paläogeographische Übersicht

Zu Beginn der Zechsteinzeit wurden weite Teile der Niederlande, Deutschlands, Dänemarks, Polens und Teile des Baltikums (KERKMANN, 1969) von einem flachen Meer überflutet, das mit der offenen See im Nordwesten in Verbindung stand. Das variskisch verfaltete Gebirge und sein nördliches Vorland waren zu dieser Zeit weitgehend eingeebnet. Nach der Ausdeutung paläomagnetischer Messungen durch HILGENBERG (1965) hat sich die Lage der Pole, des Äquators sowie der Kontinente im Laufe der erdgeschichtlichen Entwicklung ständig verändert. Der Äquatorialbereich befand sich in Europa nach seinen Darstellungen während des Perms weit nördlicher als heute. Dadurch umfaßte der aride-subaride Klimagürtel auch Mitteleuropa (Abb. 2).

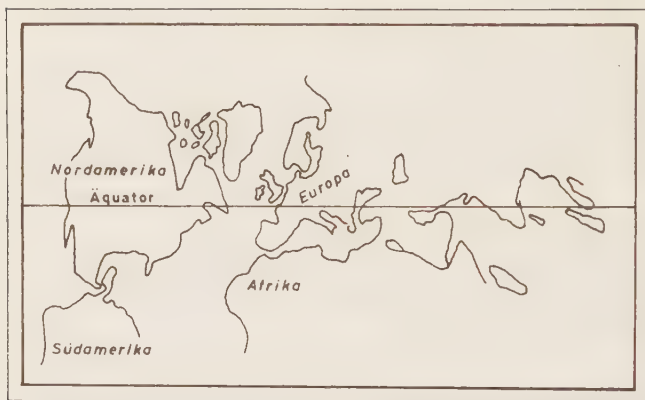


Abb. 2

Vermutliche Lage der Kontinente und des Äquators im Perm nach HILGENBERG (1965)

Im Zechstein-Schelfmeer führte die starke Eindampfung bei gleichzeitig geringerer Zufuhr von Frischwasser aus den angrenzenden Seegebieten zu einer Ausscheidung chemisch ausgefällter Sedimente wie Anhydrit und Salz (RICHTER-BERNBURG, 1955). Daneben entstanden Tonsteine und Karbonate.

Auch im westemsländischen Raum kam es im Zechstein zur Ablagerung mariner Sedimente mit z. T. starken Mächtigkeiten. Es bildeten sich im wesentlichen Anhydrite, Salze und Karbonate. Unter ihnen nehmen die Flachwasser-Karbonate eine besondere Stellung ein. Sie können dank ihrer Ausbildung und einer günstigen Um-

gebung in strukturell günstigen Positionen gasförmige Kohlenwasserstoffe führen.

4. Arbeitsunterlagen, Arbeitsmethoden

4.1 Für die Zusammenstellung der stratigraphischen Profilschnitte und der Isopachenpläne wurden Bohrergebnisse aus ca. 115 Zechsteinbohrungen benutzt. Da in einigen Bohrungen größere Profilstrecken an Störungen ausgefallen sind, wurden diese durch Vergleiche mit benachbarten Bohrungen ergänzt. Die lithologischen Einheiten sind größtenteils mit Symbolen der bei SHELL üblichen Legende gekennzeichnet. Die Neuinterpretation der Bohrloch-Diagramme und ihre Korrelierung mit Diagrammen von Nachbarbohrungen ergaben teilweise Neueinstufungen einiger Horizonte.

4.2 Die stratigraphischen Untersuchungen beschränken sich, abgesehen von den Kalle-Bohrungen (Kalle Z 3 und Z 4, Cuttings), ausschließlich auf das gewonnene Kernmaterial. Es sind Gesteinsproben aus 23 Bohrungen, aus denen über 800 Dünnschliffe angefertigt wurden, analysiert worden. Außer den Dünnschliffen wurden auch 30 Anschliffe angefertigt. Die makroskopische Bemusterung kompletter Kernstrecken erwies sich ebenfalls als wertvoll.

Für die sichere Unterscheidung von Dolomit und Kalzit wurde jeweils die Hälfte jedes Dünnschliffes mit einer salzsauren Alizarin-S-Lösung versetzt. Während der Kalzit sich kräftig rot färbt, zeigt der Dolomit keinerlei Reaktion (s. G. MÜLLER, 1964). Auf diese Weise sind sämtliche neu

angefertigte Dünnschliffe (544 Stück) behandelt worden. Ältere Dünnschliffe aus dem Raum Adorf, die die Gewerkschaft Elwerath freundlicherweise zur Verfügung stellte, waren ebenfalls mit Alizarin-S-Lösung behandelt. Dagegen mußte die Bestimmung des kalzitischen Anteils in der Bohrung Neuenkirchen 1 polarisationsmikroskopisch vorgenommen werden.

Das in den letzten 20 Jahren durch Bohrungen aus den Stufen des Zechsteins und insbesondere aus dem Bereich der Zechsteinkarbonate gewonnene Kernmaterial ist äußerst umfangreich. Eine petrographische Bearbeitung der gesamten vorhandenen Kernstrecken würde viele Jahre in Anspruch nehmen, kleinräumige Detailkenntnisse ergeben, zur Klärung der Fragen im regionalen Rahmen aber nichts Wesentliches mehr beitragen können. Aus diesem Grund wurde für die ausführlichen sedimentologischen Untersuchungen Kernmaterial aus den wichtigsten und für die Lösung der Probleme repräsentativen Bohrungen entnommen. Die Anzahl der bearbeiteten Bohrungen wurde dabei so gewählt, daß mindestens auf jeder Struktur eine längere Kernstrecke sowohl aus dem Bereich des Ca 2 als auch aus dem des Ca 3 untersucht wurde. Der Probenabstand variiert vom Zentimeter- bis in den Meterbereich. Er ist z. B. in der Tiefbohrung Norddeutschland 5 der Struktur Bentheim am dichtesten und liegt hier im Zentimeterbereich. Die Probennummern sind jeweils an der linken Seite der Bohrlochdiagramm-Profile eingetragen (meist jede fünfte Probe).

Früher angefertigte Dünnschliffe wurden der besseren Übersicht halber nicht in die Log-Korrelations-Profile eingetragen. Sie sind aber im Schliffverzeichnis aufgeführt.

5. Stratigraphische Einstufung und Mächtigkeiten der einzelnen Zyklen und Stufen im Zechstein

Die Sedimentfolgen des Zechsteins werden von RICHTER-BERNBURG (1953) in vier Sedimentationszyklen eingeteilt (s. Tab. 1). Sie sind regional verschieden und z. T. unvollständig ausgebildet. Im Gebiet westlich der Ems haben zahlreiche Bohrungen die Schichten des gesamten Zechsteins durchörtert. Sie geben so genauen Aufschluß über die Sedimentation und gestatten vor allem detaillierte Aussagen über die Mächtigkeiten der einzelnen Schichtpakete. Viele Bohrungen liegen unmittelbar vor strukturabschließenden Störungen, die zu Schichtausfällen im Zechstein geführt haben. Gelegentlich verfälschen auch Überschiebungen durch scheinbar größere Mächtigkeiten die wahren Verhältnisse. Aus diesen Gründen erwiesen sich Korrekturen sowohl bei den stratigraphischen Profilschnitten als auch bei den Isopachenplänen als notwendig.

Die RICHTER-BERNBURGsche Zykleneinteilung läßt jeden Zyklus mit einem tonigen Sediment beginnen und mit einem Salinar abschließen. Im Untersuchungsgebiet sind die vier bekannten Zyklen entwickelt, aber - wie noch zu erläutern sein wird - nicht überall vollständig.

Z 1 Werra - Serie	Z 2 Staßfurt - Serie	Z 3 Leine - Serie	Z 4 Aller - Serie
oberer Werra-Anhydrit A1 β { oberes Werra Steinsalz Na 1 γ Kaliflöz „Hessen“ K 1 H mittleres Werra Steinsalz N 1 β Kaliflöz „Thüringen“ K 1 Th unteres Werra Steinsalz N 1 α Werra - Salz Na 1 (ältestes)	gebänderter Deckanhydrit A2 r { Decksteinsalz Na 2 r Kaliflöz „Staßfurt“ K 2 Hangendsalz Na 2 γ Hauptsalz Na 2 β Basissalz Na 2 α Staßfurt-Salz Na 2 (älteres)	{ Tonmittelsalz Na 3 tm Kaliflöz „Riedel“ K 3 Ri Bändersalze Na 3 δ-3 Kaliflöz „Ronnenberg“ K 3 Ro Leinesalz Na 3 α - γ Leine - Salz Na 3 (jüngeres)	{ Tonbanksalz Na 4 tm { Steinsalz Na 4 α - δ { Aller - Salz Na 4 (jüngstes) (Grenzanhydrit A4r)
Untere Werra - Anhydrit A1 α	Basalanhydrit A2	Hauptanhydrit A3	Pegmatitanhydrit A4
Zechsteinkalk Ca 1	Hauptdolomit Ca 2 d Stinkdolomit Ca 2 dst Stinkschiefer Ca 2 st	Plattendolomit Ca 3	
Kupferschiefer T1 Zechsteinkonglomerat Z1 c	Braunroter Salzton T2	Grauer Salzton T3	Roter Salzton T4

(Stratigraphische Gliederung des Zechstein n. Richter-Bernburg 1953)

Allgemeines über Evaporitbildung

Salz in marinem Milieu kann nach RICHTER-BERNBURG (1955) nur ausgeschieden und sedimentiert werden, wenn bestimmte geographisch-geologische und physikalisch-chemische Voraussetzungen erfüllt sind:

1. Es muß ein getrennter bis abgeschlossener Meeres-
teil mit nicht zu geringer Beckentiefe vorhanden
sein, den eine, wenn auch nur flache, submarine
Schwelle (OCHSENIUS, 1877), eine Inselkette
oder ein ähnliches Gebilde vom Ozean trennt. Die
Schwelle oder der Durchlaß kann den Rückfluß der
konzentrierten und infolgedessen schweren Salz-
laugen in den offenen Ozean verhindern, erlaubt
aber gleichzeitig den Zulauf von frischem Meeres-
wasser in das Salinarbecken;
2. das Klima muß arid bis subarid sein und eine jähr-
liche Verdunstungsmenge bewirken, die einer Was-
serhöhe von 1 m bis 2 m entspricht.

Bei andauernder und überwiegender Verdunstung steigt
im abgeschnürten Beckenwasser die Konzentration der
Lösung so weit an, bis das Lösungsprodukt der Salze
überschritten wird und die Ausfällung einsetzt. Bei
einer durchschnittlichen Salinität des Meerwassers
von 35.000 ppm (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970) überwie-
gen in der Lösung die Chlor- und Natrium-Ionen.

Als erste Salze werden (RICHTER-BERNBURG, 1955;
CORRENS, 1960; FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970) die
schwerlöslichen Salze des CaCO_3 und CaSO_4 ausgeschie-

den. Die leichterlöslichen Na- und Kalium-Salze fallen als letzte aus der Lösung aus. Man kennt auch rezente Salzbindungen, die dem oben erwähnten Typus ähneln, z. B. aus dem Roten Meer und dem Persischen Golf (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970).

Einen anderen Salinartyp stellen die terrestrisch-kontinentalen Salzlager dar, die sich in epirogen angelegten Becken gebildet haben (FÜCHTBAUER, 1970). Diese Salze sind mit klastischen Sedimenten vermengt ("Haselgebirge"). Hierzu rechnet RICHTER-BERNBURG (1955) in Norddeutschland auch die Salzlager des Rotliegenden, Zechstein 4, Buntsandstein und des Mittleren Keuper. Die salinaren Bildungen dieses Typs erreichen aber bei weitem nicht die Mächtigkeit derer marinen Ursprungs.

In abgeschlossenen Lagunen und auch in Sebkas kommt es ebenfalls zur Salzausscheidung. Die Sebka, eine wannenförmige Vertiefung im Küstenhinterland, wird gelegentlich von Meerwasser überflutet. Das Wasser verdunstet hier rasch und hinterläßt Salzkrusten. Solche Krusten können auch entstehen, wenn ascendente Wässer an die Oberfläche migrieren und dort verdunsten.

5.1 Stratigraphische Profilschnitte

In den stratigraphischen Profilen sind die erbohrten Mächtigkeiten der jeweiligen Zechsteinstufen eingetragen und ihre Grenzen von Bohrung zu Bohrung korreliert. Diese Profilschnitte sind über das gesamte Untersuchungsgebiet gelegt worden und dienen der Übersicht über laterale Ver-

Änderungen der einzelnen Schichtpakete. Die Richtung jedes Schnitts und die in ihm berücksichtigten Bohrprofile sind auf einer kleinen Lageskizze angegeben. Als Bezugsniveau ist die Basis des Buntsandsteins gewählt worden. Aus der Legende am rechten Rand der Profile können die Stufen und lithologischen Einheiten mit ihren Symbolen entnommen werden. Sie sind jeweils typisch für ein im dargestellten Schnitt enthaltenes Bohrprofil.

5.11 Profil 1 (Gronau-Epe 1 - Norddeutschland 7)

Das Profil 1 verbindet die Bohrung Gronau-Epe 1 im SW mit der Bohrung Nörddeutschland 7 bei Bentheim im NE. Es berücksichtigt auch die Profile der Bohrungen Gronau Z 1, Ochtrup Z 1 und Bentheim 11. Die Abfolge beginnt mit Zechstein-Konglomerat und Kupferschiefer, denen ein geringmächtiger Zechsteinkalk (Ca 1) folgt. Die Mächtigkeit des Ca 1 schwankt zwischen 3 m (Gronau-Epe 1) und 8,5 m (Gronau Z 1). In einigen Bohrberichten ist das Ca 1 wegen seiner untergeordneten wirtschaftlichen Bedeutung und seiner geringen Mächtigkeit mit dem Konglomerat und dem Kupferschiefer zusammengefaßt. In der Bohrung Gronau Z 1 sind Teile des Ca 1 gekernt. Eine petrographische Behandlung dieses Kerns erfolgt im Abschnitt 6.5.

Charakteristisch für dieses Profil sind die enormen Mächtigkeiten des Werrasalzes (Na 1) in den Bohrungen Gronau-Epe 1 (ca. 350 m),

Ochtrup Z 1 (ca. 550 m) und Bentheim 11 (ca. 270 m). In der Gronau Z 1 sind nur 7 m Na 1 erbohrt worden. Eine Reduktion des Na 1 durch tektonische Vorgänge wäre nach der Lage der Bohrung dicht südlich der Gronauer Überschiebung zwar nicht ausgeschlossen, scheint aber eher paläogeographische Gründe zu haben. Offensichtlich war hier eine etwa NW-SE streichende Schwelle vorhanden, die sich bereits während der Bildung des Zechsteinkalkes bemerkbar machte. Das Dünnschliff-Bild des Ca-1-Dolomits zeigt typischen Riffdetritus. Die Norddeutschland 7 im NE des Profils durchteufte 2 m Na 1; sie liegt bereits am Ostrand des Salzbeckens (Anlage 7). Im Übergangsbereich kommt es möglicherweise zu seitlichen Vertretungen von A 1 und Na 1. Die relativ konstanten Mächtigkeiten des Unteren Werraanhydrits sprechen allerdings nicht dafür.

Auf den Oberen Werraanhydrit, dessen Mächtigkeit in diesem Profil sehr gleichförmig ist, folgt das Zechstein-2-Karbonat (Staßfurt-Karbonat (Ca 2)). Der Braunrote Salzton, der den Staßfurt-Zyklus einleitet, ist im Untersuchungsgebiet nicht ausgebildet. Der Obere Werraanhydrit geht direkt in das Ca 2 über. Da aber die höchsten Partien des Oberen Werraanhydrit, wie das Dünnschliffbild zeigt, tonig sind, könnten diese als Äquivalente des Braunroten Salztones gedeutet werden. Eine Korrelation dieser tonigen Matrix im

Anhydrit über weite Strecken ist allerdings nicht möglich. Das Ca 2 ist durch anhydritische Zwischenmittel in mehrere Dolomitbänke unterteilt (s. Abschnitt 6.6).

Basal- und Deckanhydrit ($A2_u$ und $A2_o$) sind unterentwickelt; das Staßfurtsalz ($Na\ 2$) ist mit 3 m in der Bohrung Bentheim 11 äußerst geringmächtig. Starke Mächtigkeitsschwankungen im anhydritisch-salinaren Abschnitt, wie sie im Zechstein 1 charakteristisch sind, beobachtet man in den jüngeren Zyklen nicht. Der Graue Salzton (T 3) als Basissediment des Zechstein-3-Zyklus' (= Leineserie) konnte sich in einem ausgeglichenen Relief ablagern. Er bildete sich in einem ruhigen Flachwasserbecken, dem ständig feinstes Abtragungsmaterial zugeführt wurde. Der Graue Salzton ist horizontbeständig und variiert in seiner Mächtigkeit kaum.

Insgesamt betrachtet, sind die Staßfurt-, Leine- und Aller-Serie im Profil 1 unterentwickelt, während die Werra-Serie durch extreme Steinsalz-Mächtigkeiten gekennzeichnet ist. Eine ausgesprochene Salztonsedimentation, wie sie höher im geologischen Profil etwa beim Grauen Salzton zu verzeichnen ist, konnte im Werrazyklus nicht nur infolge des ausgeprägteren Reliefs, sondern vielleicht auch wegen stärkerer Wasserbewegungen nicht stattfinden.

5.12 Profil 2 (Emlichheim Z 8 - Tubbergen 5)

Das stratigraphische Profil 2 stellt einen NW-SE-Schnitt dar und verbindet die Bohrungen Emlichheim Z 8, Wilsum Z 1, Ratzel Z 5, Uelsen Z 1, Geleto Z 1, Itterbeck-Halle Z 8 und Tubbergen 5 miteinander (s. Anlage 2). Sämtliche Bohrungen durchteuften den Zechstein und erreichten Schichten des Oberkarbons.

Eingeleitet wird die Sedimentfolge des Zechsteins auch hier mit dem Zechsteinkonglomerat, dem Kupferschiefer bzw. dessen Äquivalenten und ebenfalls geringmächtigem Ca 1. Der A 1 wird in Getelo Z 1, Itterbeck-Halle Z 8 und Tubbergen 5, ähnlich den Verhältnissen im Profil 1, durch das Steinsalz 1 in einen oberen und einen unteren Teil gegliedert. Weiter nach NW, in Richtung auf die Uelsen Z 1, dünnt das Steinsalz 1 aus. Die Getelo Z 1 liegt bereits am Rande des Na-1-Beckens (Anlage 7). Der Werraanhydrit nimmt erheblich zu und erreicht bei Uelsen Mächtigkeiten von über 290 m. Das darüber lagernde Ca 2 ist in diesem Gebiet nur dünn ausgebildet. Die Gesamtmächtigkeit des Ca 2 einschließlich des anhydritischen Zwischenmittels beträgt in der Bohrung Uelsen Z 1 nur 38 m.

Weiter nach NW, im Raum der Ratzel Z 5 und Wilsum Z 1, nimmt der Anhydrit 1 stark ab.

Gleichzeitig ist aber eine Mächtigkeitszunahme des Ca 2 zu verzeichnen. In der Bohrung Wilsum Z 1 konnten nur noch 92 m Anhydrit 1 nachgewiesen werden. Dagegen erreicht das Zechstein-2-Karbonat hier 195 m.

Der Anhydrit 1 dünnt also nordwestlich der Uelsen Z 1 eindeutig zu Gunsten des Ca 2 aus. Bei gleichbleibender Mächtigkeit des Anhydrit 1 nimmt dann nach Norden bzw. Nordwesten die Mächtigkeit des Ca 2 wieder ab. Sie beträgt in der Bohrung Emlichheim Z 8 nur 30 m. Zugleich verdickt sich hier das Staßfurt-Salz, das im Bereich der Bohrung Emlichheim Z 3 über 280 m erreicht. In der Emlichheim Z 8 sind 213 m Na 2 durchteuft worden.

Ein Blick über den gesamten Verlauf des Profils 2 läßt deutlich erkennen, daß die Sedimentation im Zechstein 1 und 2 sich in einem stärkeren Relief abspielte oder durch stärkere Auf- und Abwärtsbewegungen des Untergrundes beeinflußt wurde: Im Gebiet Itterbeck lagerten sich in einem gesonderten Na-1-Bekken größere Salzmächtigkeiten ab. Am Rande des Salzbeckens kam es zu Verzahnungen von Steinsalz 1 und Anhydrit 1. Östlich und westlich und nordwestlich dieser Senke wächst der Anhydrit zu einer Barriere hoch, die möglicherweise den Abfluß der gesättigten Salzlau- gen in das freie Meerwasser verhinderte.

HEIDORN (1949) hat solche Verdickungszonen als Anhydritwälle bezeichnet.

Das stratigraphische Profil 2 verdeutlicht weiterhin eine laterale Faziesverzahnung von Karbonat 2 und Anhydrit 1 zwischen Wilsum Z 1 und Uelsen Z 1. Es ist durchaus denkbar, daß Teile des unteren Ca 2 in der Wilsum Z 1 synchron mit den höheren Partien des Anhydrit 1 in der Bohrung Uelsen Z 1 entstanden sind. Während die Sedimentation des Anhydrit 1 im Bereich der Uelsener Bohrungen weiter andauerte, bildeten sich im Gebiet Ratzel und Wilsum bereits die unteren Partien des Ca 2.

Weitere Faziesverfälschungen sind im Zechstein 3 und 4 zu verzeichnen. Das Leinesalz (Na 3), welches zwar gelegentlich tektonisch ausgefallen sein kann, sonst aber im gesamten Untersuchungsgebiet verbreitet ist, setzte sich in mehreren kleineren lokalen Salzbecken ab, in denen auch Kalisalz ausgeschieden wurde. Das Na 3 erreicht aber, abgesehen von der Bohrung Lingen Z 1, bei weitem nicht die Mächtigkeit des Na 1.

Zum Hangenden geht das Na 3 allmählich in den Roten Salzton (T 4) über, lateral kommt es zu Verzahnungen mit ihm. Als Beispiel sei hier auf die Mächtigkeiten des Na 3 und des T 4 in den Bohrungen Getelo Z 1 und Itterbeck-Halle Z 8 verwiesen. In der Getelo Z 1 ist das Na 3 über 70 m mächtig, der darüber lie-

gende Rote Salzton aber nur 12 m. In der nur 3,3 km entfernten Bohrung Itterbeck-Halle Z 8 ist das Verhältnis umgekehrt. Hier beträgt die Mächtigkeit des Na 3 40 m, die des Roten Salztons 80 m. In den unteren Partien des Na 3 sind mehrere kleine Anhydritlagen ausgebildet. Die oberen Partien dagegen werden toniger; vielfach werden Wechsellagerungen von Steinsalz und salzführenden Tonsteinen beobachtet. Das scheint im Übrigen typisch für die Ausbildung des oberen Na 3 im gesamten Gebiet zu sein: Das Salz enthält im allgemeinen mehr tonige Matrix als das der Staßfurtfolge. Die rote Ton-Komponente, die sich in den oberen Bereichen des Na 3 einschiebt, ist ein Hinweis auf Einschwemmungen terrestrischen Materials.

5.13 Profil 3 (Balderhaar Z 1 - Lingen Z 1)

Der westliche Teil dieses Profils zeigt die bei Profil 2 beschriebenen Sedimentationsverhältnisse. Im Bereich der Bohrung Balderhaar Z 1 liegt das Ca 2 mit 54 m Mächtigkeit über 265 m Anhydrit 1. Der Anhydrit 1 verliert nach Osten in Richtung auf Ratzel zu Gunsten des Ca 2 an Mächtigkeit. In der weiter östlich liegenden Bohrung Ratzel Z 3 sind ähnliche Sedimentationsverhältnisse und Mächtigkeiten wie in der Uelsen Z 1 zu verzeichnen: geringmächtiges Staßfurt-Karbonat auf mächtigen Anhydrit 1. Das Profil berührt den nördlichen Rand des Steinsalz-1-Beckens von Itterbeck. Die Salzmächtigkeiten im

Zechstein 1 sind hier im Vergleich mit der Beckenmitte gering (Anlage 7). In den Bohrungen Esche Z 1 / Z 4 sind noch ca. 60 m Na 1 nachgewiesen, während im Bereich der Wietmarschen-Bohrungen kein Steinsalz im Werra-Zyklus mehr vorhanden ist. Es wird hier vollständig durch Anhydrit vertreten. Erst weiter im Osten, im Zechsteinprofil der Bohrung Lin-gen Z 1, schaltet sich wieder Salz in die Anhydrite der Werra-Serie ein.

In dieser Bohrung ist im höheren Teil eine weitere Besonderheit zu vermerken: Die hier erbohrte Mächtigkeit des Steinsalz 3 von mehr als 500 m fügt sich nicht so recht in den regionalen Rahmen ein. Es liegt daher der Schluß nahe, daß in dieser Struktur wie auch vielfach anderswo tektonische Bewegungen das Steinsalz mobilisiert, an vorgeprägten Zonen oder Linien aufgepreßt und so übergroße Mächtigkeiten im Na 3 haben entstehen lassen, die der primären Mächtigkeit nicht mehr entsprechen. Dies gilt in gleicher Weise auch für die Steinsalzpakete der übrigen Zyklen. Zahlreiche Bohrungen stehen in der Nähe größerer strukturabschließender Störsysteme, die vor allem die Schichten des Zechstein 3 und 4 stark beansprucht haben. Die erbohrten Mächtigkeiten der Steinsalze und der Salztonne müssen daher nicht immer identisch mit den primär abgelagerten sein.

5.14 Profil 4 (Emlichheim Z 8 - Dalum Z 1 / Z 5)

Dieses Profil stellt den nördlichsten E-W-

Schnitt dar und vervollständigt das vorher erläuterte stratigraphische Bild. Es verbindet die Bohrungen des Emlichheimer Raumes mit denen des Dalumer Gebietes.

Zunächst wird ersichtlich, daß im Norden keine wesentliche Na-1-Abscheidung stattgefunden hat. Abgesehen von einigen Metern in den beiden am weitesten außen gelegenen Bohrprofilen fehlt das Steinsalz 1. Die Mächtigkeiten des Anhydrit 1 sind im Emlichheimer Raum vergleichsweise gering (Anlage 6).

Das Profil verdeutlicht weiterhin die exzessive Na-2-Ausscheidung in einem westlich an die Emlichheim Z 5 sich anschließenden Salzbecken.

Größere Salzmächtigkeiten sind auch in der Leine-Serie in der Bohrung Emlichheim Z 9 (ca. 95 m) und in der Aller-Abfolge in der Bohrung Adorf Z 1 (ca. 115 m) durchteuft worden.

3.15 Profil 5 (Itterbeck-Halle Z 8 - Adorf Z 1)

Das Profil verläuft von Itterbeck im SW über Neuenhaus Z 2, Esche Z 1 / Z 4 bis zu den Adorfer Bohrungen und verbindet die E-W-Profile 3 und 4. Es erleichtert die Extrapolation der stratigraphischen Ver-

hältnisse aus dem enger überdeckten Zentralteil des Untersuchungsgebietes nach NE.

Auffallend ist an diesem Profil die nicht kontinuierliche Abnahme der Steinsalz-1-Mächtigkeit von Itterbeck nach NE. Sie vollzieht sich hier nicht nur in der Weise, daß dafür die Anhydritmächtigkeiten zunehmen, wie das in Richtung auf die Bohrungen Getelo Z 1 und Uelsen Z 1 der Fall ist. Es ist vielmehr eine generelle Reduktion des Zechstein 1 nach Norden zu verzeichnen. Die Sedimentationsverhältnisse im Na 2 und Na 3 ähneln denen in den bereits behandelten Profilen 2, 3 und 4.

5.2 Isopachenpläne

In den Isopachenplänen sind die Mächtigkeiten der wichtigsten Zechsteinhorizonte dargestellt (Anlagen 6 - 10). Sie gestatten eine Übersicht über die räumliche Verbreitung einzelner ausgewählter Zechsteinstufen im Untersuchungsgebiet.

Schon mit Hilfe der stratigraphischen Profilschnitte konnte deutlich gemacht werden, daß die Schichtmächtigkeiten sich lateral ändern. Diese Ausdünnungen und Verdickungen entstehen nicht zufällig und sind nur in Ausnahmefällen tektonisch bedingt, sondern unterliegen bestimmten Gesetzmäßigkeiten: Die paläogeographischen Gegebenheiten zur Zeit der Sedimentation bestimmen die petrographisch-physikalische Ausbildung, den Chemismus und die Mächtigkeit einer zeitlich gleichen

Ablagerung. Ändern sich die chemischen und physikalischen Bedingungen im Ablagerungsraum, so tritt auch ein Wechsel in der Sedimentation ein. Sie führen vielfach zu lateralen Faziesverzahnungen.

5.21 Isopachenplan A 1 (Werra-Anhydrit)

Der Isopachenplan A 1 (Anlage 6) stellt die Zusammenfassung der bei der Erörterung der Profilschnitte behandelten Tatsachen und Interpretationen dar. Der Anhydrit 1 ist im Untersuchungsgebiet westlich der Ems überall ausgebildet. Seine Mächtigkeiten schwanken regional stark. Zwei Mächtigkeitsmaxima mit ca. 300 m sind nordwestlich Nordhorn zu erkennen. Das erste Maximum liegt im Bereich der Bohrung Bookholt Z 1, das zweite im Bereich Uelsen/Ratzel. Im Gebiet Itterbeck-Halle ist die Anhydrit-Mächtigkeit zu Gunsten derjenigen des Werra-Salzes reduziert. Sie erreicht hier nur ca. 100 m.

Dünnere Anhydrit-Bildung ist auch im Gebiet Emlichheim zu verzeichnen (ca. 50 m). Während sich im Umkreis der Bohrungen Wilsum 1, Ratzel Z 5 und 6 eine Mächtigkeitsverringering des A 1 vollzieht und dabei das Staßfurt-Karbonat mächtiger entwickelt, ist weiter nördlich, bei Emlichheim, eine solche "Gesetzmäßigkeit" nur im Bereich der Bohrung Emlichheim Nord Z 1 festzustellen. In den weiter südwestlich liegenden Emlich-

heimer Bohrungen ist das Staßfurt-Karbonat im Vergleich zu den Verhältnissen in der Wilsum Z 1 geringmächtig ausgebildet (30 - 60 m).

5.22 Isopachenplan Na 1 (Werra-Salz)

Die Steinsalzausscheidung im Zechstein 1 vollzog sich, sofern man den untersuchten Raum für sich allein betrachtet, in zwei Teilbecken, in einem nördlichen und einem südlichen mit Zentrum bei Itterbeck, dessen tiefster Teil sich zwischen Bentheim und Gronau befindet. In beiden Becken sind Salz-mächtigkeiten von über 500 m erbohrt worden. Man muß allerdings auch hier berücksichtigen, was bei der Erläuterung der Profile bereits erwähnt wurde, nämlich daß spätere tektonische Bewegungen zur Salzakkumulation führen und die primär vorhandene Salzmächtigkeit verfälschen konnten. Die Bohrung Ochtrup Z 1 liegt nahe einer Überschiebung, und bei Itterbeck sind die Schichten des höheren Zechsteins und deren Hangendes beulenartig aufgewölbt.

Trotz einiger Einschränkungen, die man bezüglich der wahren Mächtigkeit im Steinsalz 1 machen kann, zeichnen sich die beiden Salinarbecken deutlich ab. Die Mächtigkeitsachse des nördlichen Salzbeckens streicht NNE-SSW. Die des südlichen Salzbeckens verläuft im Osten von NE nach SW, biegt aber bei den Bohrungen Ochtrup Z 1 und Gildehaus Z 1 in die E-W-Richtung um. In ihrer Verlängerung nach

Süden bzw. nach Westen treffen beide Teilbecken im Bereich der niederländischen Bohrung Deuerningen 4 zusammen. Die Mächtigkeit des Na 1 beträgt hier nach BRUEREN (1959) ca. 450 m. Von dort aus dehnt sich dann das vereinigte Na-1-Becken weiter nach Süden bis zum Niederrhein. So stellen die im Untersuchungsgebiet erkennbaren Einzelbecken nur Appendizes des westlichen Werra-Salzbeckens dar, das vom Niederrhein sich in nördlicher Richtung nach Ostholland erstreckt und in dessen Kern es sogar zur Ausscheidung von Kalisalz gekommen ist.

In beiden Teilbecken dagegen ist die Sättigungsphase der K-Mg-Chloride nicht erreicht worden. Eine Kalisalzausscheidung hat im Na 1 daher hier nicht stattgefunden.

5.23 Isopachenplan Ca 2 (Hauptdolomit-Region)

Im Isopachenplan des Ca 2 (Anlage 8) sind die Mächtigkeiten der Hauptdolomit-Region einschließlich der anhydritischen Zwischenmittel dargestellt.

Im größten Teil des Bearbeitungsgebietes bis an den Ausbiß des Hauptdolomits im Südosten bei Rheine schwanken sie zwischen 25 m und 50 m. Vorherrschende Richtungen sind dabei nicht zu erkennen. Im Norden, bei Fehndorf, erreicht die Hauptdolomit-Region immerhin 60 m.

Zwei deutliche Mächtigkeitsmaxima kristallisieren sich im Westen heraus: Eines liegt um die Bohrungen Wilsum Z 1, Ratzel 5 und Ratzel 6, das zweite Maximum im Gebiet der Emlichheim Nord Z 1. Die sich hieraus ergebende Mächtigkeitsachse streicht etwa N-S. In der Wilsum Z 1 konnte eine 195 m mächtige Karbonatsedimentation nachgewiesen werden, die durch nur geringmächtige anhydritische Zwischenlagen unterbrochen wird. Im Fall Ratzel Z 6 sind es noch 183 m Ca 2. Diese auffallende Verdickung des Ca 2 geht, wie dies bereits im stratigraphischen Profil 2 erläutert wurde, zum Teil auf Kosten des Anhydrit 1. Das gleiche trifft für das gesamte Gebiet Emlichheim Nord zu.

In dem übrigen Untersuchungsgebiet schwanken die Mächtigkeitswerte nur geringfügig. Hierbei müssen auch die anhydritischen Zwischenmittel berücksichtigt werden, die nicht überall gleichmäßig ausgebildet sind und die Gesamtmächtigkeit der Hauptdolomitregion entsprechend beeinflussen. Im petrographischen Teil wird noch näher darauf einzugehen sein.

5.24 Isopachenplan Na 2 (Staßfurt-Salz)

Nach Ablagerung eines insgesamt geringmächtigen Basalanhydrits kommt es im Untersuchungsgebiet verbreitet zur Ausscheidung des Staßfurt-Salzes (Anlage 9) mit vorwiegend auch in dieser Stufe wieder nur in Grenzen

variabler Mächtigkeit. Ausgenommen ist ein etwa 20 km breiter Streifen zwischen Bentheim und Rheine, der im Zechstein 2 salzfrei bleibt und dem Rand der Rheinischen Masse etwa parallel läuft.

Im nordwestlichen Teil des Arbeitsgebietes, in der Umgebung der westlichen Emlichheimer Bohrungen, ist eine bemerkenswert kräftige Steinsalzausscheidung im Zechstein 2 erkennbar. Hier erreicht das Na 2 Mächtigkeiten von über 280 m (Emlichheim Z 3). Auch aus den stratigraphischen Profilen 2 und 4 geht das regionale Anschwellen des Na² in Richtung Emlichheim hervor. Das Na 2 überlagert im westlichen Teil des Emlichheimer Gebietes die geringmächtigen Schichten des A 1, Ca 2 und A 2. Es zeichnet sich in diesem Raum ein größeres Salinarbecken ab, das sich im NW auf niederländischem Gebiet fortsetzt. In der niederländischen Bohrung Beilen 1, die ca. 27 km nordwestlich der Emlichheim Z 3 liegt, konnten nach BRUEREN (1959) über 700 m Na 2 nachgewiesen werden.

Kalisalzbildung im Na 2

Während des chloridischen Staßfurt-Zyklus¹ kam es vielerorts zur Ausfällung von Kalisalzen. Sie sind in Flözen angereichert, die in der Regel 2 m bis 3 m mächtig werden und mit NaCl-Bänken wechsellagern. Aus der Anlage 9 ist zu entnehmen, daß die Kaliflöze nicht überall und nur unregelmäßig verbreitet sind.

Die Sättigungsphase der K- und Mg-Chloride ist offenbar nicht überall erreicht worden. Diese sporadische Verbreitung der Kalisalze könnte auch als Hinweis auf ein gegliedertes Relief des Beckenbodens zu jener Zeit aufzufassen sein.

Andererseits wäre auch an eine Ausfällung der Kalisalze aus der gesättigten Lösung zu denken, die sich in einzelnen abgeschlossenen Salzwannen anreichern konnte. In den Log-Korrelationsprofilen sind die Kalisalzflöze durch einen starken Ausschlag im Gamma-Ray erkennbar.

5.25 Isopachenplan Ca 3 (Plattendolomit)

Der Entwurf einer Mächtigkeitskarte für den Plattendolomit (Anlage 10) ist insofern schwierig, als der Übergang zum hangenden Hauptanhydrit sich allmählich vollzieht. Aus den Bohrloch-Diagrammen ist deshalb auch keine genau definierbare Schichtgrenze zu entnehmen. In vielen Bohrungen folgt auf die echte Ca-3-Sedimentation eine Übergangsphase mit dolomitisch-anhydritischem Charakter, die als Übergangszone Ca 3 / A 3 gekennzeichnet ist. Mit Hilfe von Dünnschliffen kann aber in einigen Bohrungen der Grenzbereich Ca 3 / A 3 genauer lokalisiert werden.

Die sich im Isopachenplan ergebenden Linien stellen Durchschnittsmächtigkeiten des Ca 3 dar. Danach ergibt sich für das Ca 3 folgen-

des Bild: Die 30-m-Isopache umschließt ein größeres Areal, das von Itterbeck-Halle im Süden bis nach Emlichheim im Norden reicht und auch die Gebiete Kalle, Esche und Nordhorn (Nordhorn Z 1) im Osten bzw. Südosten erfaßt. Westlich von Wilsum, Ratzel und Wielen nimmt die Mächtigkeit des Ca 3 ab. Die gleiche Tendenz ist auch im Norden bzw. Nordosten des Untersuchungsgebietes zu verzeichnen, doch erfolgt die Abnahme in diesen Richtungen auf breiterem Raum.

Die Fehndorf-Bohrungen durchteuften geringmächtiges Ca 3 (Fehndorf Z 3 = 2 m; Fehndorf Z 6 = 1,5 m). Noch weiter im Norden, bei Oberlanger Tenge - Rütenbrock, konnte kein Ca 3 mehr nachgewiesen werden. Die Sedimentation ist hier völlig ausgeblieben.

Die größten Plattendolomit-Mächtigkeiten sind bei Bentheim, Ochtrup, Gronau mit ca. 40 m und südlich Rheine mit ca. 50 m nachgewiesen worden.

6. Petrographie der Zechsteinkarbonate

6.1 Zur Karbonatbildung

Zur Bildung sedimentärer Karbonate können in diesem Rahmen nur einige grundsätzliche Bemerkungen gemacht werden: Die wichtigsten karbonatbildenden Mineralien sind Kalzit (CaCO_3) und Magnesit (MgCO_3). Zwischen den beiden chemisch reinen Endgliedern der Reihe Kalzit-Magnesit besteht Misch-

barkeit. Die Verbindungen der beiden Elemente Ca und Mg werden bei der Verwitterung vom Wasser leicht gelöst und gelangen ins Meer. Die Ca^{++} und Mg^{++} gehen in Form von Bicarbonaten in Lösung. Bicarbonate sind leichter wasserlöslich als neutrale Karbonate.

Die HCO_3 -Ionen befinden sich solange im Lösungsgleichgewicht, bis dieses gestört wird, z. B. durch Erwärmung, Eindunstung oder durch photosynthetischen CO_2 -Entzug (FUCHTBAUER & MÜLLER, 1970). Dann setzt die Ausfällung des CaCO_3 ein.

Die Abnahme der Löslichkeit und die damit verbundene Ausfällung des Kalziumkarbonats kann nach CORRENS (1939) auch durch die Anwesenheit von Bakterien und durch NH_3 -Produktion verursacht werden. Untersuchungen an rezenten Karbonatsedimenten haben ergeben, daß Pflanzen sowohl im marinen als auch im Süßwasserbereich maßgebend an der Kalkbildung beteiligt sind. So konnte G. MÜLLER (1967) aufgrund zahlreicher Untersuchungsergebnisse nachweisen, daß größere Karbonatmengen (mehrere hunderttausend Tonnen CaCO_3 /Jahr) in den wärmeren Flachwasserbereichen des Bodensees ausschließlich auf die photosynthetische Tätigkeit des Phytoplanktons zurückzuführen sind. Der hier aus der Lösung ausgefällte Kalk besteht aus Kalzit. Eine rein chemische Ausfällung infolge Übersättigung an Bicarbonat schließt G. MÜLLER (1967) für den Bodensee aus.

Rezente marine Kalkbildungen werden von L. v. ILLING, A. I. WELLS und I. C. M. TAYLOR (1965) aus dem Persischen Golf beschrieben. Das CaCO_3 fällt hier als Aragonit aus und verursacht oft eine Trübung des Wassers, die als "whiting" bezeichnet wird. Rezente marine Karbonatbildung ist auch in den Sedimenten der Florida Bay (MÜLLER, 1967) und auf der großen Bahama-Bank (GINSBURG, 1956) festgestellt worden. So beträgt nach G. MÜLLER (1967) der durchschnittliche Karbonatgehalt in den Sedimenten der Florida Bay 88,14 % (davon CaCO_3 -Gehalt 95 %, MgCO_3 -Gehalt 5 %).

Rezente Karbonatbildungen (Kalzit und Aragonit) sind weltweit in allen Flachwasserbereichen mit entsprechenden klimatischen Bedingungen zu verfolgen. Geringe Wassertiefe und hohe Jahresdurchschnittstemperaturen begünstigen den Pflanzenwuchs, der wiederum maßgebend an der Kalkausfällung beteiligt ist.

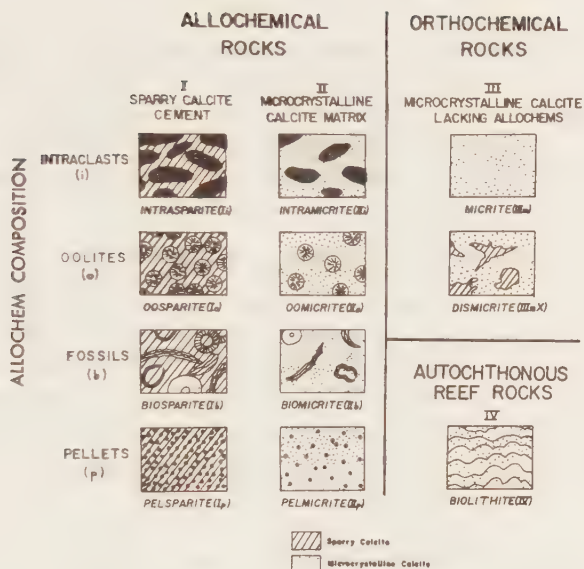
Nach dem aktualistischen Prinzip lassen sich die Erkenntnisse über die Prozesse der rezenten Karbonatbildung auch auf fossile Karbonate, z. B. die des Zechsteins, anwenden. Als erschwerend bei der Deutung ihrer Genese kommt aber hinzu, daß sie im allgemeinen stark umkristallisiert sind. Hierbei wurde das primäre Gefüge meist verändert. Trotzdem ist, wie in den folgenden Abschnitten behandelt wird,

mit Hilfe der Mineralausbildung und von biogenen Relikten eine Rekonstruktion des Environments und der primären Fazies möglich.

6.2 Zur Nomenklatur

Auf die Problematik bei allen Einteilungen der Karbonatsedimente ist von vielen Autoren in verschiedenen Arbeiten hingewiesen worden (FÖCHTBAUER, 1959 + 1970; FOLK, 1959 + 1962; DUNHAM, 1959 u. a.). Eine Nomenklatur, die sowohl die Korngröße der primären Matrix als auch die Partikelgröße der Karbonatgesteine exakt berücksichtigt, ist schwierig aufzustellen. Dies gilt für die Karbonate des deutschen Zechsteins, umso mehr, als sie durch zahlreiche Umkristallisationsprozesse ihren primären Habitus völlig verloren haben. Die Anwendung eines einzigen Klassifikationssystems allein genügt oft nicht, um primäre Gefügemerkmale von diagenetischen präzise zu unterscheiden.

FOLK (1959 + 1962), der mit seiner Klassifizierung auf dem Gebiet der Karbonatpetrographie neue Wege beschritten hat, baut seine Gliederung auf zwei wichtige Bestandteile des Gesteins, die Partikel (Allochemie) und die Matrix, auf. Die Partikel unterteilt er



(Tab. 2) in

Intracrasts = (Intraklaste = aufgearbeitetes Material der gleichen Formation)

Oolites = Ooide

Fossils = Fossilreste

Pellets = Pillen (kryptokristalliner Mikrit aus Aragonit oder Kalzit)

Die Matrix setzt sich aus Sparit (spätiger Karbonatzement) und Mikrit zusammen. Von besonderer Bedeutung für die Zechsteinkarbo-

nat-Beschreibung sind die ersten beiden Gruppen der Intraklaste und Ooide.

Ein Intrasparit wäre beispielsweise nach der FOLK'schen Nomenklatur ein Intraklast mit sparitischer Matrix, ein Intramikrit dagegen ein Intraklast mit mikritischer Matrix. Ähnlich kann auch mit den Begriffen Oosparit und Oomikrit verfahren werden.

Vielfach Anwendung findet daneben noch die Karbonateinteilung von GRABAU (1913) nach der Korngröße in Kalklutit, Kalkarenit und Kalkrudit. Diese Definition berücksichtigt allerdings nicht Umkristallisationsprozesse, und so wird es schwierig, zwischen primären und sekundären Gefügemerkmalen zu unterscheiden.

FÜCHTBAUER (1970) verwendet die Begriffe

Kalkarenit	2000 - 63 μ
Kalkrudit	63 - 2 μ
Kalklutit	< - 2 μ

als reine Partikelgrößen.

Eine weitere Möglichkeit der Karbonatgliederung, die vielfach in der Öl- und Gasexploration Verwendung findet, gibt DUNHAM (1962) mit Mudstone, Wackestone, Packstone, Grainstone und Boundstone (Tab. 3) an.

CLASSIFICATION OF CARBONATE ROCKS ACCORDING TO DEPOSITIONAL TEXTURE

DEPOSITIONAL TEXTURE RECOGNIZABLE					DEPOSITIONAL TEXTURE NOT RECOGNIZABLE
Original Components Not Bound Together During Deposition			Original components were bound together during deposition... as shown by intergrown skeletal matter, lamination contrary to gravity, or sediment-floored cavities that are roofed over by organic or questionably organic matter and are too large to be interstices.	<u>Crystalline Carbonate</u> (Subdivide according to classifications designed to bear on physical texture or diagenesis.)	
Contains mud (particles of clay and fine silt size)		Lacks mud and is grain-supported			
Mud-supported	Grain-supported				
Less than 10 percent grains	More than 10 percent grains				
<u>Mudstone</u>	<u>Wackestone</u>	<u>Packstone</u>	<u>Grainstone</u>	<u>Boundstone</u>	

(Tab. 3)

- "Grainstone" (Partikel ohne Matrix, mit oder ohne Zement)
- "Packstone" (mit Matrix; die Partikel stützen sich ab)
- "Wackestone" (Partikel schwimmen in Matrix, Partikelanteil > 10 %)
- "Mudstone" (Lutit mit < 10 % Partikel)

Der Nachteil dieser Nomenklatur liegt darin, daß sie keine Angaben über die Art und Größe der Partikel sowie des Zements vorsieht. Bei Anwendung dieser Klassifikation ist angebracht, die Partikel und den eventuell vorhandenen Zement extra zu erläutern.

Welche Nomenklatur am zweckmäßigsten ist und angewendet werden soll, hängt in erster Linie von der Fragestellung, in zweiter von der Beschaffenheit des jeweiligen sedimentären Karbonats ab. Für die Karbonate des Zech-

steins erweisen sich die von FÜCHTBAUER (1959 + 1970) vorgeschlagenen deskriptiven und phänomänologischen Bezeichnungen

makro-		
kristalliner Kalk/Dolomit	(Kristallgröße	
	>	0,1 mm)
mikro-		
kristalliner Kalk/Dolomit	(Kristallgröße	
	0,01- 0,1 mm)	
krypto-		
kristalliner Kalk/Dolomit	(Kristallgröße	
	<	0,01 mm)

als besonders geeignet.

Die folgenden petrographischen Beschreibungen der Karbonate beruhen auf dieser Einteilung. Gelegentlich wird auch auf das FOLK'sche Klassifikationssystem Bezug genommen.

6.3 Diagenese

Die Untersuchung Hunderter von Dünnschliffen aus Strukturen verschiedener paläogeographischer Lage und unterschiedlicher Entwicklungsgeschichte ermöglichte die Aufhellung der einzelnen diagenetischen Prozesse.

6.31 Zementation

In zahlreichen Proben aus den Onkolithbänken der beiden wesentlichen Karbonate ist an den Wänden größerer Poren ein feiner, meist heller Saum erkennbar, der

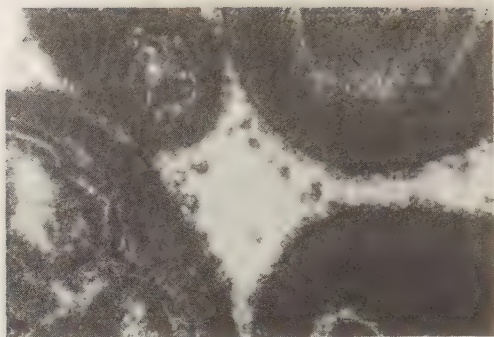
aus mikrokristallinen und parallel angeordneten Dolomitrhomboedern besteht (Abb. 3).



Abb. 3

Poröser Dolomit-Onkolith aus dem
Ca 3 der Bohrung Norddeutschland 5
mit ausgebildetem Zement A (heller
Saum). Porenraum erscheint schwarz.
+ Nic.

Die Rhomboeder wachsen bevorzugt in den freien Hohlraum hinein. Ihre Wachstumsrichtung entspricht der kristallographischen C-Achse, die senkrecht zur Oberfläche der letzten Onkoidschale steht. Diese Porenauskleidung wird als Zement A bezeichnet. Er umschließt die Partikel (Onkoide und Ooide) und ist an deren Kontaktflächen schwächer, z. T. auch aus Platzmangel überhaupt nicht ausgebildet (Abb. 3).



1,50mm

Abb. 4

Dolomit-Onkolith aus dem Ca 2 der Bohrung Wilsum Z 1 mit ausgebildetem Dolomitzement A (hellgrau) und Anhydritzement B (weiß)

// Nic.

Die Farbe der Dolomitrhomboeder variiert mit dem Grad der Verunreinigung von hell- bis dunkelgrau. Im Ca 2 der Bohrung Wilsum Z 1 ist der Zement A von hellbrauner Farbe. An einigen Stellen ist der Zementsaum abgebrochen, einzelne Bruchstücke schwimmen im anhydritisch verheilten Porenraum. Der Bruch des Zements ist entweder durch den Überlagerungsdruck oder durch Bewegungen an der feintektonischen Klüftung verursacht. Auch eine mechanische Verdrängung des Zements durch Anhydrit kann in Betracht gezogen werden.

Die Zementation A bewirkte die erste Verkittung der Ooide und Onkoide und damit eine Verbackung zum Gestein; sie ist als frühdiagenetisch anzusehen.

Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970), BAT-HURST (1971) u. a. besteht der Zement A in rezenten Flachwasserkarbonaten aus Aragonit oder Mg-Kalzit. Wir können daher annehmen, daß auch der jetzt dolomitische Zement A in den Zechsteinkarbonaten aus primär gebildetem Aragonit oder Mg-Kalzit hervorgegangen ist. Nicht in allen untersuchten Bohrungen konnte er nachgewiesen werden, er ist lediglich auf einige Algenlagen bei Bentheim und Wilsum beschränkt, in denen die Partikel besonders groß ausgebildet sind.

Bleibt nach der ersten Zementation noch freier Porenraum erhalten, wie das in einigen onkolithischen Lagen der Bohrungen Wilsum Z 1 und Z 2 besonders deutlich ist, so kann dieser Porenraum durch Anhydrit weiter zuzementiert werden (Abb. 4). Dieser Anhydritzement (Zement B) besteht hier oft aus grobspätigen und dicktafligen Individuen, die bevorzugt den zentralen Teil des Restporenraumes einnehmen. Daneben sind auch zahlreiche kleinere Anhydritkristalle zu erkennen, welche sich vorwiegend auf den Porenrand

konzentrieren und dort gelegentlich den Dolomitzement verdrängen.

Häufig ist der Anhydritzement auch durch kryptokristalline, filzartige dolomitische Reste verunreinigt. Diese sind Relikte einer früher kalkigen Matrix, die fast völlig durch Anhydrit verdrängt wurde.

Neben den beiden beschriebenen Arten von Zement beobachtet man im Untersuchungsgebiet außerdem einen meist Klüfte ausfüllenden Kalzitzement. Dieser bildete sich hauptsächlich im Zuge der Rekalzitierung des Dolomits.

6.32 Umkristallisation

Primär gebildete und als solche konservierte Kalke konnten im untersuchten Kernmaterial nicht nachgewiesen werden. Stets wurden sie stofflich mindestens einmal umgewandelt (dolomitisiert), gelegentlich auch ein zweites Mal (rekalzitisiert).

Der Dolomit bildet sowohl im Ca 2 als auch im Ca 3 meist mikrokristalline, seltener kryptokristallin-filzige Kristallindividuen. Man kann annehmen, daß aus den primär vorhandenen kleinen Kalzitkristallen durch Sammelkristallisa-

tion mikro- oder makrokristalline Aggregate entstanden. Hierbei bedarf es (FÜCHTBAUER, 1970) stets einer Lösungsphase, bei der große Kristalle auf Kosten von kleinen entstehen.

Die einzelnen Stadien der Sammelkristallisation sind in den biogenen Sedimenten am besten zu beobachten:

So sind z. B. die Kristalle innerhalb der Onkoide oft erheblich kleiner als in der sie umgebenden Matrix. In dieser bilden sich neue größere Kristallindividuen eher als innerhalb der Partikel, deren organische Substanz auf die fortschreitende Diagenese offensichtlich hemmend wirkt (Abb. 5).

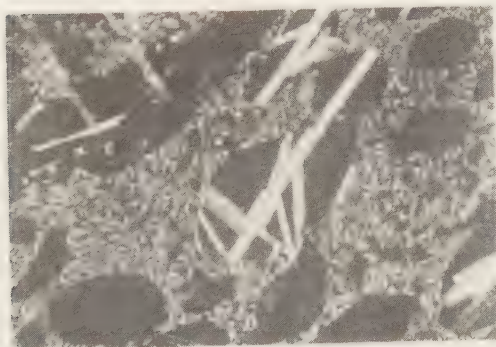


Abb. 5

Mikrokristalliner Algendolomit aus dem Ca 3 der Bohrung Norddeutschland 7. Partikel (dunkelbraun) z. T. von Anhydritnadeln (hell) durchsetzt; wirken hemmend auf die Diagenese.

+ Nic.

In einem weiteren Stadium der Sammelkristallisation werden auch die Partikel von großgewordenen Kristallen verdrängt; sie sind dann nur noch als Schemen sichtbar (Abb. 6).

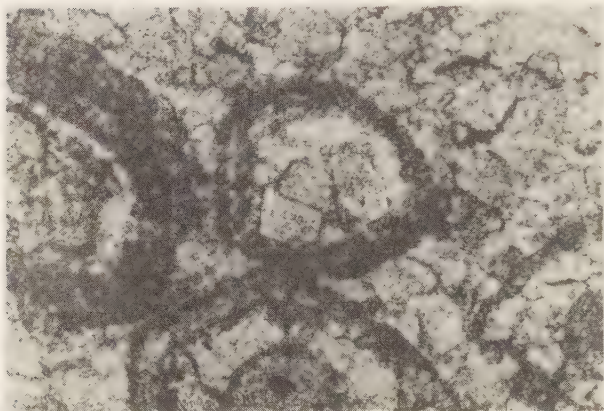


Abb. 6

0.30 mm

Stark sammelkristallisierter Algendolomit aus dem Ca 3 der Bohrung Ochtrup Z 1. Algenstrukturen (dunkelgrau) nur noch schemenhaft erkennbar. Algeninnenraum vorwiegend mit makrokristallinen Dolomitmikrokrystallrhomboedern ausgefüllt.

// Nic.

In den aus den Onkolithbänken stammenden Proben sind alle Übergangsformen der Sammelkristallisation erkennbar (Abb. 7 - 11).

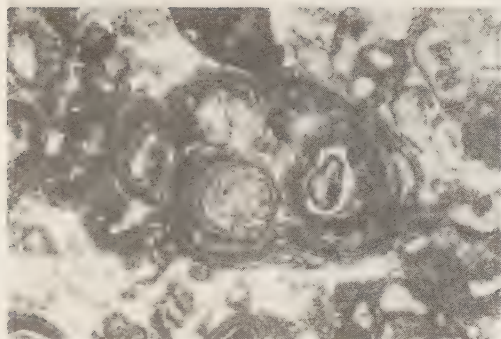


Abb. 7

Schwach sammel-
kristallisierter
Algendolomit (Do-
lomit-Onkolith).

Algenstrukturen
verhältnismäßig
noch gut erhalten.

Ca 2 der Bohrung
Wilsum Z 2.

// Nic.

0,85mm

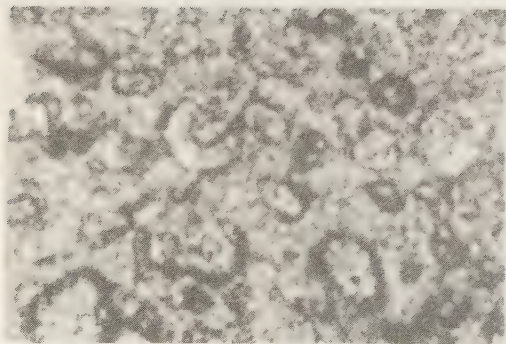


Abb. 8

Stärker sammel-
kristallisierter
Algendolomit aus
dem Ca 3 der Boh-
rung Ochtrup Z 1.

Es sind nur noch
die Algenränder
erkennbar.

// Nic.

0,05mm

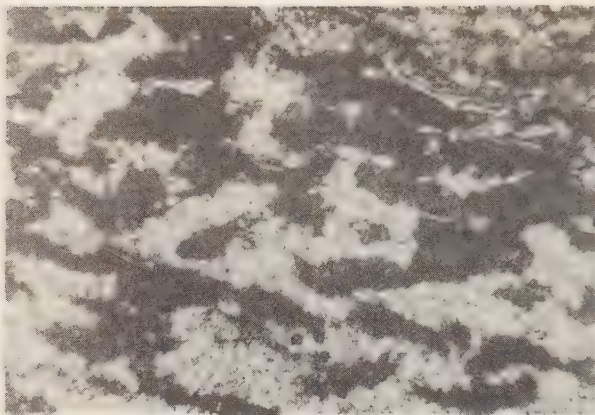


Abb. 9

Durch Umkristallisation ausgefranzte Algen.

Algendolomit Ca 3 der Bohrung Norddeutschland 7

// Nic.

1,14 mm

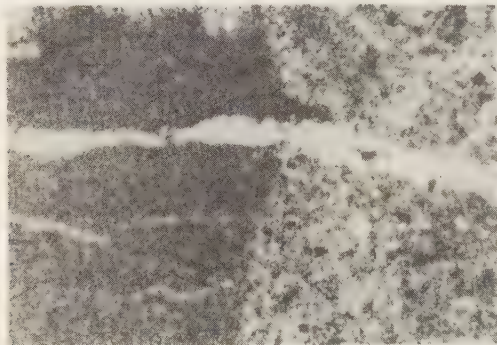


Abb. 10

Unterschiedliche Sammelkristallisation. Anhydritführender Dolomit.

Rechte Bildhälfte: Stärker sammelkristallisiert; Anhydrit -> weiß; Ca 2; Bohrung Wielen Z 2

// Nic.

0,48 mm

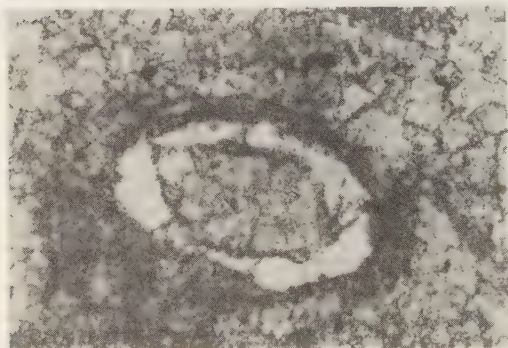


Abb. 11

Alge wird völlig von makrokristallinen Dolomitrhomboedern und Anhydrit (weiß) verdrängt.

Algenumrisse als dunkler Schatten erkennbar. Ca 3. Bohrung Ochtrup Z 1

// Nic.

0,21 mm

6.33 Dolomitisierung

Die Karbonate des Zechsteins im Untersuchungsgebiet sind, wie oben bereits ausgeführt, durchweg dolomitisiert. Dabei ist die primär gebildete aragonitisch-kalzitische Matrix metasomatisch völlig verdrängt worden. Die dabei neu entstandene dolomitische Matrix besteht aus xenomorphen bis hypidiomorphen Kristallen. Die mikroskopische Struktur des Gesteins gleicht der eines Mosaiks (Abb. 12).

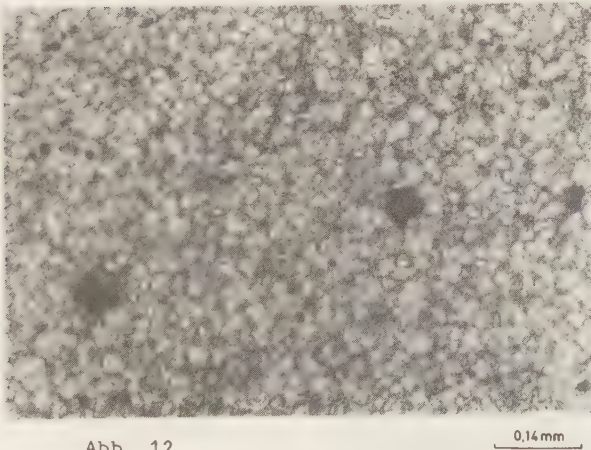


Abb. 12

Pyritführender Dolomit mit typischer Mosaikanordnung der Kristalle. Pyritkristalle erscheinen schwarz. Ca 3 der Bohrung Norddeutschland 7

Die Kristallgröße des Dolomits schwankt in einzelnen Lagen zwischen kryptokristallin und makrokristallin, wobei aber das mikrokristalline Gefüge vorherrscht. Unter dem Mikroskop sind die einzelnen Kristalle verunreinigt; vor allem ihre Ränder sind durch stärkeren Tonanteil gekennzeichnet. Sie erscheinen bräunlich getrübt.

Die Schichtung wird durch parallel bis subparallel angeordnete tonig-bituminöse Lagen bestimmt (Abb. 13). Im Raum Bentheim-Ochtrup-Salzbergen hat eine stärkere FeS_2 -Vererzung

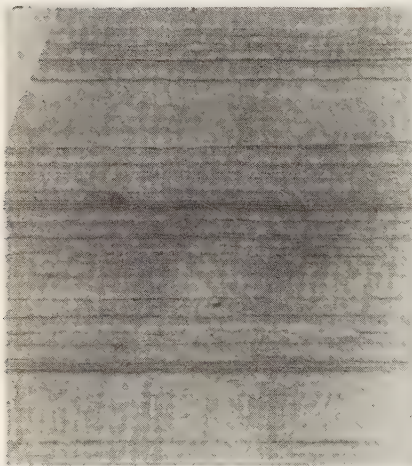


Abb. 13

Durch tonig-bituminöse Lagen gut geschichteter Dolomit.

Ca 3; Bohrung
Adorf Z 1

// Nic.

8,0 mm

stattgefunden, die zu einer zusätzlichen Verunreinigung der Grundmasse führten.

Die Erhaltung der organischen Strukturen im Dolomit scheint abhängig zu sein vom Grad der Sammelkristallisation. Vor allem stärkere Sammelkristallisationen des Dolomits haben die Biostrukturen weitgehend zerstört.

Einen ebenfalls wichtigen Einfluß auf die Erhaltung der primären Gesteinsstrukturen, vor allem der organogenen Komponenten, scheint die frühzeitige Gasführung der Zechsteinkarbonate gehabt zu haben: In gasgefüllten Algenbänken treten die Partikel deutlich hervor, während sie bei ähnlichem Gesteinsaufbau in verwässerten Partien größtenteils nur noch schemenhaft erkennbar sind.

Eine Rekonstruktion fossiler diagenetischer Abläufe wird durch Beobachtungen an gegenwärtigen Prozessen erleichtert: So vollzieht sich die rezente Dolomitbildung im flachen Meeresbereich mit relativ warmem Wasser, in dem beachtliche Mengen von CaCO_3 ausgeschieden werden. Die ständige Ausfällung von CaCO_3 und CaSO_4 führt zur Anreicherung der Restlösung mit Mg-Ionen und zu einer starken Erhöhung des Mg/Ca-Molverhältnisses, das im Meerwasser bei 5,26 liegt (FÜCHTBAUER, 1970). Primär ausgefällter Aragonit oder Mg-Kalzit werden durch die Mg-Ionen schrittweise dolomitisiert (BATHURST, 1971). Diese Dolomitisierung erfolgt frühdiagenetisch und spielt sich

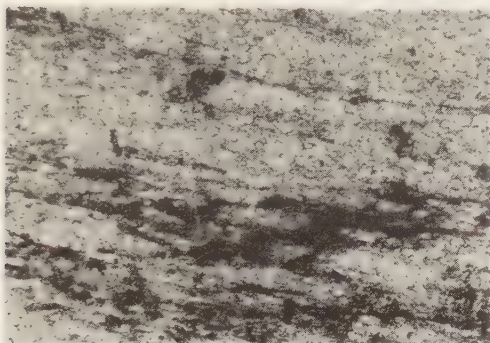
nach Untersuchungen von ILLING, WELLS und TAYLOR (1965) im Persischen Golf im Supratidal- und Intertidal-Bereich (oberhalb der mittleren Hochwasser- bzw. der mittleren Niedrigwasserlinie) ab. Bei starken Verdunstungen in Lagunen kann die Dolomitisation des Aragonits und Kalzits allerdings auch unterhalb des Meeresspiegels stattfinden (FÜCHTBAUER, 1970).

6.34 Anhydritisierung

Als weiterer diagenetischer Vorgang ist die Anhydritisierung der Karbonate zu behandeln. Lösungen von Kalziumsulfat drangen epigenetisch in das karbonatische Gestein ein und bewirkten die Verdrängung von Teilen des Dolomits durch Anhydrit.

Doch ist genetisch nicht die gesamte im Karbonat enthaltene anhydritische Komponente durch Anhydritisierung zu erklären. Ein Teil des Anhydrits ist syngenetisch als Gips oder Anhydrit entstanden. Abgesehen von den Anhydritbänken im Hangenden und Liegenden der Karbonate sind auch die zahlreichen anhydritischen Lagen, die im Raum Ochtrup-Gronau-Bentheim-Salzbergen das Ca²⁺ in mehrere Bänke unterteilen, sicher als primär anzusehen.

Typisch ist das mikroskopische Gefüge des syngenetischen Anhydrits mit seiner "pile of brick structure" (Abb. 14).



0,43 mm

Abb. 14

Anhydrit mit "pile of brick structure". Verunreinigt durch tonig-dolomitische Substanz (dunkel). Deckanhydrit (A2₀); Bohrung Esche Z 2

// Nic.

Das gleiche Gefüge konnte auch in einer Reihe von Anhydritknollen (bis Faustgröße) sowie in zahlreichen Anhydritknoten und kleinen Linsen festgestellt werden, welche parallel oder subparallel zur Schichtung des Dolomits angeordnet sind. Primär gebildete Anhydritaggregate sind oft Ausgangspunkte einer sekundären Anhydritisierung: Um die Knoten bilden sich zahlreiche Anhydritnadeln (Abb. 15), die in die benachbarte dolomitische Matrix eindringen und deren Anhydritisierung einleiten. Einen weiteren günstigen

Weg für eine Anhydritisierung stellen die Klüfte im Dolomit dar, durch die die sulfatischen Lösungen, ausgehend von den Anhydritbänken, verhältnismäßig leicht in den Dolomit eindringen. So ist es auch nicht verwunderlich, daß stark zerklüftete Dolomitbänke auch am stärksten anhydritisiert worden sind.

Die in den Dünnschliffen erkennbaren Formen lassen unterschiedliche Deutungen des Anhydritisierungsvorganges zu:

1. Anhydritische Lösungen sind in die interkristallinen Poren eingedrungen und haben dort kleine Anhydritflecken oder -knoten, amöbenförmige Strukturen, gebildet;
2. Anhydrit hat die dolomitische Grundmasse durch die Bildung kurz- und langprismatischer Anhydrit-Kristalloblaste zum Teil flächenhaft verdrängt;
3. Verdrängung von Algenstrukturen, die oft vom Zentrum ihren Ausgang genommen hat, sowie Auskleidung von Klüften und Kavernen;
4. Bildung von anhydritischem Porenzement B.

Die Verdrängung des Dolomits durch Anhydrit führt in vielen Fällen zur fast völligen Auflösung der dolomitischen Matrix. Übriggebliebene, unregelmäßig zerfranzte dolomitische Reste schwimmen dann im Anhydrit.

Beim Wachsen der Anhydritkristalloblaste entsteht ein ähnliches Bild. Sie sind daher in ihrer Substanz selten rein, sondern meist durch eingeschlossene kryptokristallin-filzige Reste der dolomitischen Matrix verunreinigt.

Die Migration der sulfatischen Lösungen in das karbonatische Gestein hat vielfach freien Porenraum zuzementiert; die Porosität ist dabei stark reduziert, Das kann dazu führen, daß selbst bei Algenführung der gesamte Porenraum mit Anhydrit erfüllt und das Gestein dicht ist. Bei noch weiter fortgeschrittener Anhydritisierung läßt sich sogar eine Verdrängung der gewöhnlich resistenten Algenstruktur feststellen.



Abb. 15

Anhydritisierung
des Dolomits von
Anhydritknoten und
-linsen ausgehend.
Anhydritnadeln,
spitz und stark
verunreinigt.

Ca 3; Bohrung
Salzbergen Z 4

// Nic.

0,57 mm

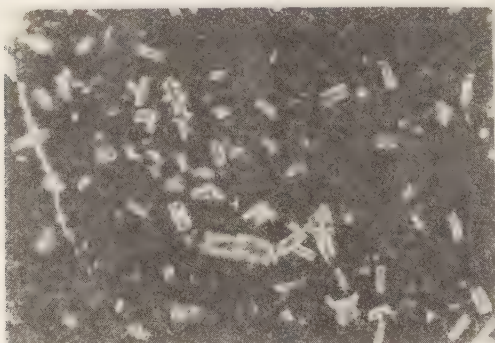


Abb. 16

Verdrängung des
Dolomits durch
kurzprismatische
Anhydritkristalle.

Ca 3; Bohrung
Esche Z 2

// Nic.

0,95 mm

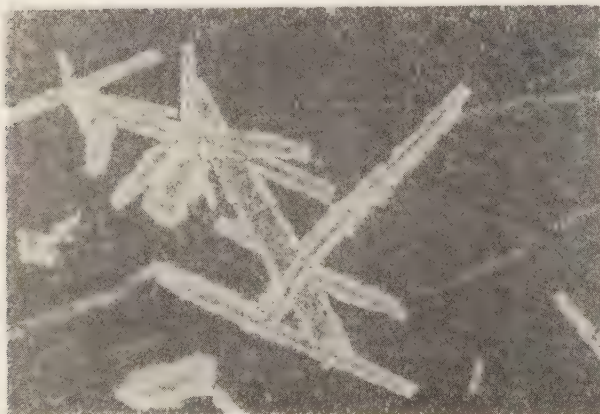


Abb. 17

Verdrängung des
Dolomits durch
langprismatische
Anhydritkristalle
mit eingeschlossen-
en dolomitischen
Relikten.

Ca 3; Bohrung
Esche Z 2

// Nic.

0,95 mm

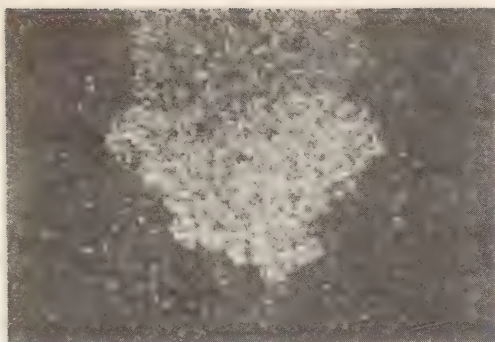


Abb. 18

Schrittweise Verdrängung des Dolomits (dunkel) durch Anhydrit (hell).

Ca 2; Bohrung Nordhorn Z 1

+ Nic.

0,15 mm



Abb. 19

Stark mit Anhydritnadeln (weiß) durchsetzte Algen (schwarz).

Ca 3; Bohrung Norddeutschland 5

// Nic.

0,85 mm

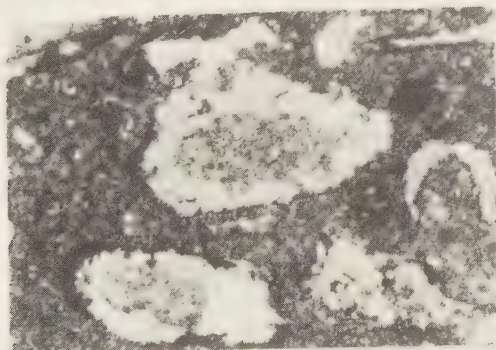


Abb. 20

Völlig von Anhydrit (hell) verdrängte Algenstrukturen (Onkoide). Onkoidränder mit Pyrit durchsetzt (schwarz).

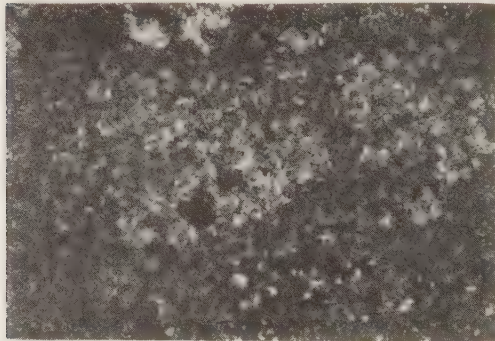
Ca 3; Bohrung Salzbergen Z 4

// Nic.

1,52 mm

6.35 Rekalzitisierung

Eine diagenetische Besonderheit zeichnet den südlichen Teil des Untersuchungsgebietes aus. Hier sind größere Bereiche des Ca-3-Dolomits durch eingedrungene Ca-haltige Lösungen weitgehend kalzitisiert worden. Diese Rekalzitisierung erfaßte vor allem den unteren Teil des Ca 3. In Dünnschliffen des Ca 3 der Bohrung Norddeutschland 7 sind sämtliche Übergänge vom rein dolomitischen bis zum völlig rekalzitisierten Gestein zu beobachten. Im Anfangsstadium der Kalzitisierung bildeten sich einzelne in der dolomitischen Grundmasse verstreute Kalzitflecken (Abb. 21),



0.28 mm

Abb. 21

Beginnende Kalzitisierung des Dolomits.
Schliff auf Kalzit gefärbt.

Ca 3; Bohrung Norddeutschland 7
bei Bentheim

// Nic.

die oft durch Feinklüfte und Haarrisse miteinander verbunden sind. Bei fortschreitender Rekalzitisierung wurden größere dolomitische Partien von Kalzit eingeschlossen. Dabei fällt auf, wie einzelne xenomorphe bis hypidiomorphe Kristalle des dolomitischen Mosaikgefüges von der Peripherie her "zerfressen" sind. Die Umrisse ursprünglicher Dolomitkristalle sind jetzt nur noch als Palimpseste erkennbar. Ist die gesamte dolomitische Matrix durch Kalzit verdrängt, so sind bei starker Vergrößerung (ca. 500-fach) noch einzelne dolomitische Schlieren und Schläuche erkennbar, die als Relikte im neu gebildeten Kalzit "schwimmen". Der Prozeß einer zweiten Dolomitisierung, der Redolomitisierung, ist in einigen Dünnschliffen ebenfalls festzustellen. Bezeichnend für die Redolomitisierung sind die idiomorphen Dolomitrhomboeder, die in der kalzitischen Matrix oder auch in anhydritischen Partien des Dolomits häufig vorkommen. Die Redolomitisierung ist als letzter diagenetischer Vorgang im Untersuchungsgebiet anzusehen.

6.36 Stylolithen

Eine nicht gerade seltene Erscheinung in den Zechsteinkarbonaten stellen die stylolithischen Drucksuturen dar. Sie sind

als feine Bahnen zu deuten, auf denen das gelöste Karbonat weggeführt wurde. Als Lösungsrückstand verblieb eine schwarze tonig-bituminöse Substanz, die verschiedentlich detritische Quarze enthält (Abb. 22). Die beobachteten Stylolithen verlaufen schichtparallel (horizontale Stylolithen) und bestehen aus vielen kleinen Zacken mit sehr fein ausgedünnten senkrechten Flanken (Abb. 23).

In den deutlicher geschichteten Partien des Dolomits gehen die Stylolithen von dünnsten tonigen Lagen aus. Vielfach ist zunächst nur eine leichte Wellung der Tonsäume zu erkennen. Bei größer werden den Amplituden dünnen die Tonhäute immer mehr aus. In extremen Fällen sind sie an den Steiflanken ganz ausgequetscht und nicht mehr erkennbar (Abb. 23, rechts).

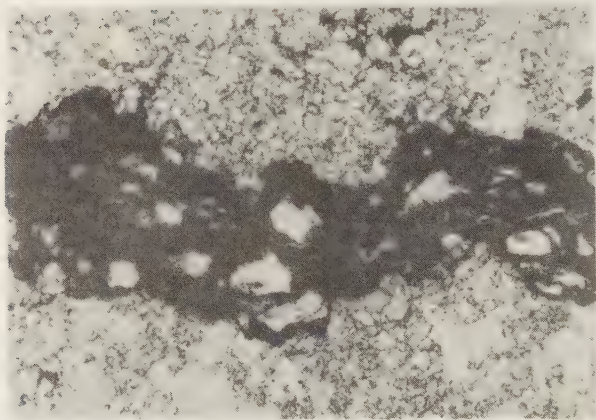


Abb. 22

0,18 mm

Stylolith mit autigenen Quarzen.
Ca 2; Bohrung Uelsen Z 3

// Nic.

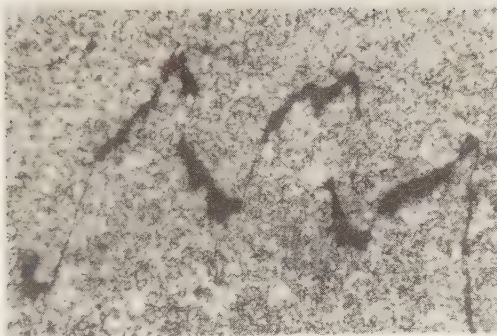


Abb. 23

0,95 mm

Stylolith mit stark ausgedünnten
Amplituden-Flanken.

Ca 2; Bohrung Frenswegen Z 4

// Nic.

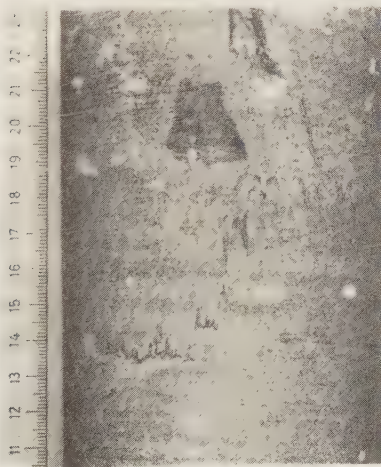


Abb. 24

Stufenförmig angeordneter Stylolith
in mikrokristallinem und dichtem
Dolomit. Ca 3; Bohrung Nordhorn Z 1
(Bohrkernaufnahme)

Die Höhe der Amplitude reicht vom μ - bis zum cm-Bereich: In einigen dichten Dolomiten wurden Amplituden von über 10 cm gemessen. Die Flanken verlaufen nicht immer geradlinig, sondern sind oft stufenförmig angeordnet (Abb. 24).

Stylolithen treten bevorzugt in dichten dolomitischen Partien auf, während die porösen Algendolomitbänke keine Drucksuturen aufweisen. Ganz ähnliche Bildungen sind auch in tonreichen Anhydriten zu beobachten.

6.4 Porosität

Die stofflichen Umsetzungen im diagenetischen Ablauf sind auch mit Änderungen des Volumens bzw. der Dichte des Gesteins eng verbunden. So erfolgt bei der Dolomitisierung eines Kalkes eine mitunter beträchtliche Zunahme des Porenraumes (FÜCHTBAUER, 1970), weil das spezifische Gewicht des neu entstandenen Dolomits höher ist als dasjenige des ursprünglichen Kalkes. Der Prozeß führt demnach zur Verringerung des Gesteinsvolumens und gleichzeitig zur Bildung von Porenraum. Nach MURRAY (1960) bilden sich bei der Dolomitisierung Kristalle von 5 μ bis über 100 μ Größe und verleihen dem Gestein ein zuckerkörniges Aussehen (sucrose dolomites). Hierbei entsteht interkristalliner Porenraum, der sehr hohe Porositätswerte erreichen kann.

Bei der frühdiagenetischen Dolomitisierung von Kalkschlamm werden Porosität und Permeabilität anfangs reduziert. Erst wenn 55 % des Gesteinsvolumens aus Dolomit bestehen, bildet sich bei fortschreitender Umwandlung des verbliebenen Kalzits zu Dolomit auch zunehmend interkristalliner Porenraum (WEYL, 1960).

Die Verdrängung des Kalzits durch Dolomit erfolgt Volumen für Volumen. WEYL nimmt an, daß das für die Dolomitbildung benötigte CO_2 aus dem Kalzit stammt.

Eine Übergangslose Entstehung des Dolomits aus Aragonit macht V. SCHMIDT (1961) für den oberen Malm im südoldenburgischen Raum wahrscheinlich. Die Zunahme der Porosität liegt nach seinen Untersuchungsergebnissen hier zwischen 5 % und 6 %.

Die Dolomitbildung im Zechstein dürfte ähnlich abgelaufen sein, wie es bei rezenten Dolomiten der Fall ist. Daß die Porosität in den Zechsteindolomiten sehr unterschiedlich ist, liegt im wesentlichen an spätdiagenetischen Prozessen, die entweder neuen Porenraum schufen oder bereits vorhandenen verkleinerten. Viele Dolomite im Untersuchungsgebiet haben erst durch Umkristallisation ihre ursprüngliche Porosität verloren. Ein oft entscheidender Teil des Porenraumes ist mit Anhydrit verheilt.

Der Mangel an Porenraum, der in den Dünnschliffbildern so deutlich erkennbar ist, wird durch die im Bohrloch gefahrenen Porositätlogs auch für den makroskopischen Bereich bestätigt.

Die Formen und Arten der Porosität lassen sich in den Karbonaten des Arbeitsgebietes nach den Dünnschliffuntersuchungen unterscheiden:

Interkristallinporosität wird durch die freien Räume zwischen den Kristallen gebildet. Häufig ist diese Art von Poren mit Anhydrit oder einer tonig-bituminösen Substanz ausgefüllt.

Kavernenporosität beruht auf unregelmäßig geformten Poren. Zwischen Kavernen und Interkristallinporen gibt es Verbindungen und Übergänge. Interkristallinporen können durch Lösungsvorgänge sich zu Kavernen ausweiten (Abb. 26).

Hohlformporosität entsteht ebenfalls durch Lösungsvorgänge. Die Substanz der Innenräume von Onkoiden, Ooiden oder auch Bryozoenkammern wird herausgelöst (Abb. 27 + 28).

Einige Onkolithbänke besitzen trotz hoher Hohlraumporosität eine nur geringe Permeabilität, da die einzelnen Poren nicht miteinander in Verbindung stehen.

Kluftporosität kann bei tektonischer Beanspruchung des Gesteins entstehen. Sie spielt in der Regel keine so wichtige Rolle für das Speichervolumen in einem Karbonat wie die der drei erstgenannten Porositäten, ist aber gelegentlich von beachtlicher wirtschaftlicher Bedeutung.

6.5 Das Zechstein-1-Karbonat (Basisdolomit, Äquivalent des Zechsteinkalkes)

Die Mächtigkeit des Zechstein-1-Karbonats (Ca 1) ist im Untersuchungsgebiet im Gegensatz zum Ca 2 und Ca 3 sehr gering. Sie beträgt im Durchschnitt 3 m bis 5 m. Daher erlangt das Ca 1 keine Bedeutung als Speichergestein. Im Arbeitsgebiet, westlich der Ems, konnte wenigstens auf deutscher Seite in ihm keine wirtschaftliche Gasführung nachgewiesen werden.

6.51 In der Bohrung Gronau Z 1 wird das Zechstein-1-Karbonat mit 8,5 m am mächtigsten, während in der Bohrung Emsbüren Z 1 kein Ca 1 angetroffen wurde. Ein Störungsausfall kommt hier nicht in Betracht, weil der Übergang Werra-Anhydrit/Präzechstein im Kern vorliegt.

Das Fehlen des Ca 1 des Kupferschiefers bzw. dessen Äquivalente und des Konglomerats ist ein Zeichen für eine Abtragung vor Ablagerung des Werra-Anhydrits. Denkbar wäre auch, daß die Ca-1-Sedimen-

tation sowie die Bildung des Konglomerats und Kupferschiefers auf einer lokalen submarinen Schwelle ganz ausgeblieben sind.

Durch einige Dünnschliffe konnte der Übergang vom Zechstein zu seinem Liegenden näher untersucht werden. Der Werra-Anhydrit lagert auf einem vulkanischen Gestein, dessen obere Partien stark geklüftet sind (Abb 25). Die Klüfte sind

mit Anhydrit, Kalzit, Quarz und Chalzedon gefüllt. Der Vulkanit besteht aus einer kryptokristallinen Grundmasse, in der zahlreiche Chloritneubildungen erkennbar sind. Der Chlorit verleiht dem Gestein einen olivgrünen Farbton. Die Farbtöne werden nach unten dunkler und gehen allmählich in braun-dunkelrot-braun über.

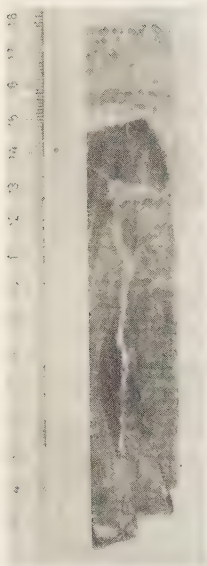


Abb. 25

Stratigraphische Grenze Rotliegend (Vulkanit) / Zechstein (Werra-Anhydrit). Anhydrit am weiß-grauen Farbton erkennbar. (Anschliff-Aufnahme)

6.52 In der Bohrung Gronau Z 1 sind die unteren 4 m des Ca 1 gekernt worden. Das Karbonat ist hier als mäßig bis schlecht geschichteter Dolomit von braungrauer bis mittelbrauner Farbe ausgebildet. Die Größe der Dolomitkristalle schwankt zwischen 0,06 mm Ø und 0,14 mm Ø, die der meisten liegt bereits im makrokristallinen Bereich. Im Dünnschliff ist eine deutliche interkristalline Porosität erkennbar, wobei die Poren sich zu Kavernen ausweiten können (Abb. 26).

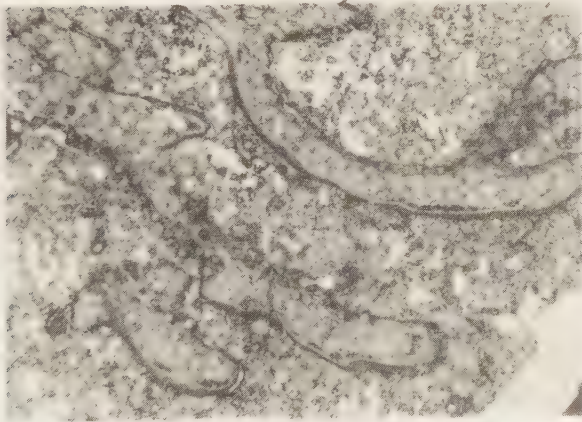


Abb. 26

Bryozoenfragmente im Ca 1 der Bohrung Gronau Z 1. Dolomit mit interkristallinem Porenraum. Porenraum erscheint im Bild weiß.

// Nic.

Vereinzelte sind auch einige Bryozoenkammern herausgelöst; doch treten die Hohlformporen hier stark zurück.

Die Durchschnittsporosität beträgt nach Sonic-Log 6 %, nach Labormessungen 6,6 %. Die Permeabilität liegt bei 5 md. Ein Teil der Poren ist durch Anhydrit verheilt. Der Anhydrit dringt auch in die Grundmasse des Dolomits ein und bildet dort unregelmäßig amöbenartig gelappte Formen. Er verdrängt den Dolomit von innen. Gelegentlich sind auch Anhydrit-Kristallrosetten beobachtet.

Neben den Hauptmineralien Dolomit und Anhydrit treten untergeordnet Kalzit und Pyrit auf. Der Pyrit konzentriert sich auf den tiefsten Teil des Kerns. Er ist entweder feinverteilt in einer kryptokristallinen und tonigen Grundmasse oder füllt vielfach kleine Klüfte aus. Neben Pyrit können auch andere sulfidische Minerale auftreten, deren Bestimmung im Dünnschliff nicht möglich ist. Quarz kommt im untersten Teil des Basisdolomits ebenfalls gehäuft vor. Die Quarzkristalle sind wenig gerundet und löschen undulös aus. Dieser Bereich dürfte dem Zechsteinkonglomerat gleichzustellen sein. Die kryptokristalline-tonige Grundmasse sowie die starken sulfidischen Bildungen können als Äquivalente des Kupferschiefers angesehen werden.

Zur Biokomponente in der Bohrung Gro-nau Z 1 ist anzumerken, daß im gekernten Teil des Basisdolomits (Ca 1) zahlreiche Fragmente der Bryozoe *Acanthocladia anceps* (SCHLOTH.) festgestellt werden konnten (Abb. 26 - 29). Diese Spezies tritt hier häufig auf und ist in den meisten Dünnschliffen nachzuweisen. Trotz stärke- rer Umkristallisation des Dolomits sind die Bryozoen verhältnismäßig gut erhalten. Sämtliche Querschnitte lassen eine deutliche Kammerung erkennen. Die Kam- mern weisen eine elliptisch-ovale Form auf. Ihre Länge variiert von 0,180 mm bis 0,4 mm. Die durchschnittliche Breite beträgt 0,11 mm. Neben *Acanthocladia anceps* ist auch *Fenestella retiformis* (SCHLOTH.) vertreten.

Ostracoden sind auch vorhanden, meist aber schlecht erhalten. Ihr Innenraum wird häufig von Dolomitkristallen ausge- füllt; oft bildet der Dolomit innen un- terhalb des kryptokristallinen Randes ei- nen Saum aus parallel angeordneten Makro- kristallen. Die durchschnittliche Länge der Ostracoden liegt bei 1,3 mm, ihre Breite bei 0,61 mm.

Nach einer mikropaläontologischen Be- stimmung, die Dr. MALZAHN (Niedersächsi- sches Landesamt für Bodenforschung, Han- nover) freundlicherweise durchführte,

konnten im Bohrkern des Basisdolomits folgende Fossilien identifiziert werden:

<u>Bryozoen:</u>	<i>Acanthocladia anceps</i> (SCHLOTH.) <i>Fenestella retiformis</i> (SCHLOTH.) <i>Thamniscus dubius</i> (SCHLOTH.)
<u>Brachiopoden:</u>	<i>Dielasma elongata</i> (SCHLOTH.) <i>Strophalosia</i> sp. (KING) <i>Streptorhynchus pelagotatus</i> (SCHLOTH.)
<u>Echinodermen:</u>	<i>Cyathocrinus ramosus</i> (SCHLOTH.)
<u>Foraminiferen:</u>	Typ <i>Glomospira</i>

Der im Bohrkern des Basisdolomits nachgewiesene Fossildetritus könnte auf ein nahegelegenes Riff im Bereich der Bohrung Gronau Z 1 hinweisen. Das Ca 1 bildet sich hier als Sediment auf einer bereits vorhandenen NW-SE streichenden Schwelle.

Die nachgewiesene Fauna mit Bryozoen, Brachiopoden, Echinodermen und Ostracoden ist nach Untersuchungen von KERKMANN (1969) in den Zechstein-Riffen Thüringens charakteristisch für Riffe im küstenferneren Bereich mit gut durchlüftetem Wasser.

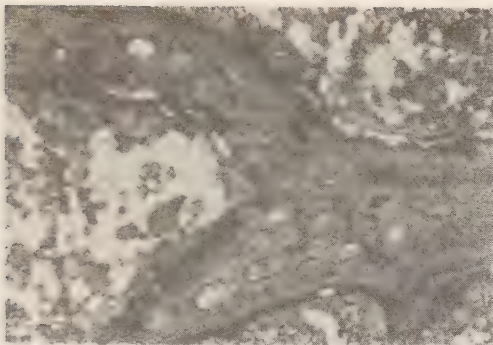


Abb. 27

Bryozoenrest aus
dem porösen
Dolomit (Ca 1)
der Bohrung
Gronau Z 1

// Nic.

0,79 mm



Abb. 28

s. Abb. 27

0,80 mm

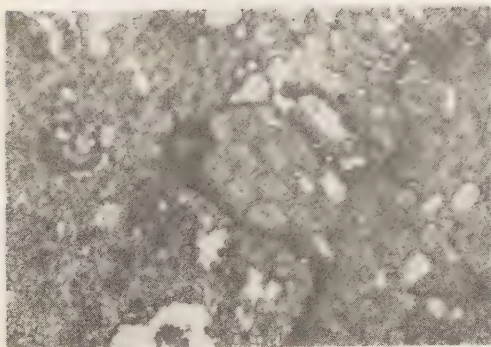


Abb. 29

s. Abb. 27

0,82 mm

6.6 Zechstein-2-Karbonat (Ca 2) "Hauptdolomit"

6.61 Zur Bohrloch-Diagramm-Auswertung

Die Auswertung der Bohrloch-Diagramme gestattet meist eine genaue Korrelierung der wichtigsten stratigraphischen Einheiten im Zechstein, auch über größere Entfernungen hinweg. Von besonderem Wert, vor allem für Einstufung der tonreichen dolomitischen Partien, ist dabei das Gamma-Ray-Log. Dieses Log ist daher bei allen zur Untersuchung herangezogenen Bohrungen ausgewertet und dargestellt worden. Neben dem Gamma-Ray wurden das Sonic-Log (Porositäts-Log) und das Neutron-Log verwendet, aber jeweils nur eines von beiden abgebildet.

Die Log-Korrelationsprofile wurden schließlich durch zahlreiche Spülprobenbeschreibungen, Kernuntersuchungen und Dünnschliffbestimmungen ergänzt.

Bezugsniveau bei den dargestellten Log-Profilen ist die Grenze Grauer Salzton/Deckanhydrit ($T3/A2_0$). Dieser Gesteinswechsel hebt sich im GR (Gamma-Ray) durch den erhöhten Tonanteil im T 3 (Grauer Salzton) deutlich vom übrigen Diagrammverlauf ab und ist im gesamten Untersuchungsgebiet durch diese markante Spitze ("Marker") sofort erkennbar.

6.62 Das Gebiet Gronau-Ochtrup-Neuenkirchen-Salzbergen-Emsbüren-Bentheim insgesamt

Mit Hilfe der Bohrloch-Diagramme und der petrographischen Untersuchung im Dünnschliff konnten im Ca 2 mehrere Dolomitbänke nachgewiesen werden. Südwestlich von Bentheim trennt ein 20-25 m mächtiges anhydritisches Zwischenmittel die oberen Dolomitbänke des Ca 2 von den unteren (Anlage 11). In den Bohrungen Gronau-Epe 1, Gronau Z 1 und Ochtrup Z 1 sind im oberen Bereich des Ca 2 jeweils 3 Dolomitbänke mit schwankenden Mächtigkeiten (1-3 m) ausgebildet, die durch dünnere Anhydritlagen von einander getrennt werden. Mehrfach durch anhydritische Einschaltungen unterteilt ist auch der tiefere Teil des Zechstein-2-Karbonats, der 2 bis 3 Dolomitbänke enthalten kann (Anlage 11).

Das Ca 2 der Bohrung Ochtrup Z 1 ist sogar in 6 Karbonatlagen aufgesplittert. Ihre Zahl nimmt in Richtung Bentheim ab, wo in den Bohrungen Norddeutschland 5 bis Norddeutschland 8 (Anlage 12) nur noch 3 Dolomitbänke entwickelt sind. Auffallend ist hier die rasche Abnahme des mächtigen anhydritischen Zwischenmittels in Richtung auf die weiter östlich gelegenen Bohrungen Norddeutschland 7 und Salzbergen Z 4.

Auch im Bereich der Bohrungen Hesepe Z 1 (Anlage 11) und Salzbergen Z 4 (Anlage 12) zeichnet sich noch eine deutliche Dreiteilung des Dolomits ab.

Die höheren Strahlungswerte im Gamma-Ray (GR) zeigen die höheren Tongehalte der Dolomite an. Sie heben sich dadurch im Untersuchungsgebiet im allgemeinen deutlich von den Anhydriten ab. Auffallend ist im Log-Korrelations-Profil 1 b (Anlage 12) die rasche Abnahme der tonig-dolomitischen Komponente im Ca 2 zu den Bohrungen Neuenkirchen 1 und 2 hin. Die Gamma-Strahlung über eine größere Strecke der oberen Dolomitbank ist in der Bohrung Salzbergen Z 4 noch kräftig, erscheint aber in den Neuenkirchener Bohrungen bedeutend schwächer und nur noch durch zwei geringe Tonspitzen angedeutet. In der Neuenkirchen 2 ist die untere Dolomitbank dann völlig durch Anhydrit vertreten.

Ein regionaler Vergleich der Ca-2-Entwicklung zwischen Gronau-Ochtrup, Bentheim, Salzbergen und Neuenkirchen macht deutlich, daß in Richtung auf die Küste die Karbonatabsätze zu Gunsten der Anhydritsedimentation zurückgehen. Aufgrund der Auswertung von Diagrammen und Dünnschliffbildern im Osten bzw. Südosten muß hier eine Faziesverzahnung zwischen

Karbonat und Anhydrit postuliert werden:
Die ständig wechselnde Anzahl und die schwankenden Mächtigkeiten der Karbonatbänke in diesem Gebiet sind Hinweise auf lokal rasch variierende Sedimentationsverhältnisse. Plötzliche Veränderungen der Ablagerungsbedingungen verursachen relativ scharfe Grenzen zwischen Anhydrit und Karbonat.

Die einzelnen Karbonatbänke bestehen nicht aus reinem Dolomit sondern sind größtenteils anhydritisch; doch schwankt der Grad der Durchsetzung mit Anhydrit stark. Die den Karbonatbänken zwischengeschalteten anhydritischen Lagen werden vielfach durch eine tonig-dolomitische Komponente verunreinigt.

6.621 Die Dünnschliffuntersuchungen ergaben für den Ca-2-Bereich in den einzelnen Bohrungen folgende Befunde:

Die oberen drei Karbonatbänke in der Bohrung Ochtrup Z 1 bestehen aus einem mikrokristallinen mittel- bis dunkelgrauen und stark anhydritischen Dolomit. Die Durchmesser der Dolomitkristalle schwanken zwischen 0,024 mm und 0,036 mm. Der Dolomit weist eine schwache Schichtung auf, die durch subparallele bis parallele tonige Lagen hervorgerufen wird.

OCHTRUP Z1

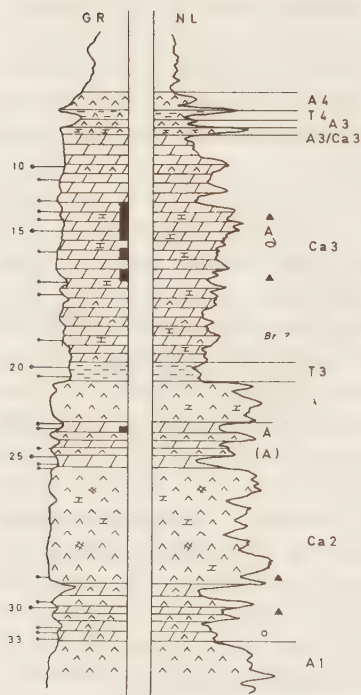


Abb. 30

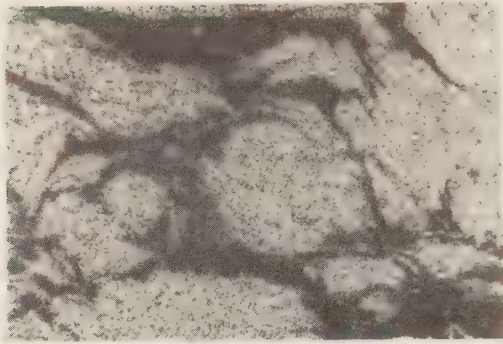
Der Anhydrit nimmt in den Dolomiten größere Flächen ein und bildet

unregelmäßige oder radialstrahlig angeordnete Kristallaggregate (makrokristallin). Gelegentlich kommen auch kleine kurzprismatische Anhydritnadeln vor, die verstreut in der Grundmasse des Dolomits liegen, jedoch von untergeordneter Bedeutung sind.

In der höchsten Dolomitbank sind 0,25 - 0,37 mm große Onkoidstrukturen mit schlecht erhaltenem Schalen Aufbau erkennbar. In den beiden anderen Dolomitbänken sind die ursprünglichen Algenstrukturen durch die Prozesse der Dolomitisierung und Anhydritisierung (s. Abschnitt 6.3) weitgehend zerstört worden.

Die zwischen den Dolomitbänken entwickelten Anhydritlagen sind selten rein, sondern enthalten zahlreiche tonige oder dolomitische Schlieren, die als Hinweis auf eine synchrone Entstehung von Karbonat und Anhydrit sogar in einem Ablagemilieu gelten können (Abb. 31).

Die unteren Ca-2-Bänke weisen im wesentlichen das gleiche Bild wie die oberen auf. Einige Partien sind hier stärker umkristallisiert.



1,40 mm

Abb. 31

Synchrone Entstehung von Karbonat und Anhydrit in einer Anhydrit-Zwischenlage aus dem Ca-2-Bereich der Bohrung Ochtrup Z 1.

Tonig-dolomitische Substanz: schwarz; Anhydrit: weißgrau

// Nic.

Die Umkristallisation führte zur Bildung von 0,060 - 0,084 mm großen Dolomitkristallen. In Klüften erreichen die lanzettförmigen Dolomitkristalle sogar Längen von 0,24 mm. Die unteren Dolomitbänke sind weiterhin gekennzeichnet durch das häufige Vorkommen von Pyrit, Bitumen (Ölimprägnierungen) und Stylolithen. Außerdem treten auch Foraminiferen auf. Der Dolomit besitzt hier annähernd Stinkdolomit-Charakter.

In der Grundmasse des Dolomits ist freier Porenraum nicht erkennbar; das Gestein ist als dicht anzusehen. Es sind allerdings einzelne Klüfte festzustellen, die aber keinen nennenswerten Hohlraum schaffen.

- 6.622 Das Zechstein-2-Karbonat der Bohrung Norddeutschland 7 ist als Paket von drei Dolomit- und zwei Anhydritbänken ausgebildet. Die Mächtigkeit der oberen Dolomitbank beträgt 6,5 m. In den höchsten Lagen und im mittleren Teil dieser Bank sind Algenstrukturen vorhanden, die die biogene Natur des Sediments beweisen. Es können zwei Algenbänke unterschieden werden, eine obere 1 m mächtige und eine untere von 2 m.

Die biogenen Strukturen der oberen Algenbank bestehen aus Onkoiden und einer Vielzahl von länglichen und bandartigen Algenformen. Zwischen beiden gibt es Übergänge. Die Onkoide zeigen einen unregelmäßigen Schalenaufbau (1 - 2 Schalen). Bei ovalem Umriß variiert ihre Länge zwischen 0,19 mm und 1,52 mm, ihre Breite von 0,038 mm bis 0,18 mm. Die Dicke der Onkoidschalen überschreitet 0,01 mm nicht.

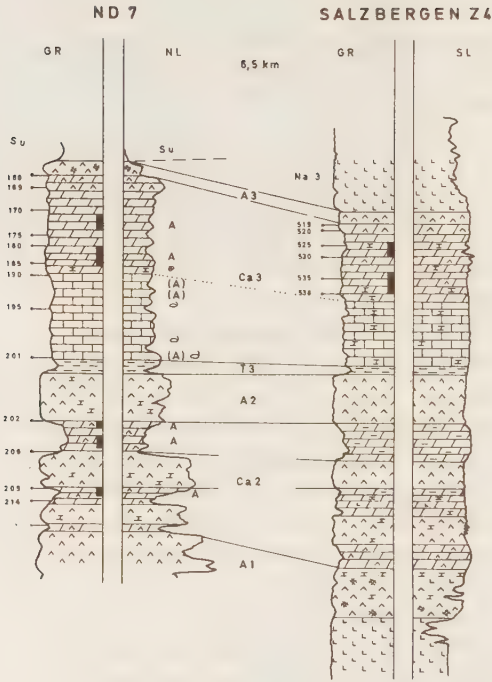


Abb. 32

Der Innenraum wird von kryptokristallinem Dolomit eingenommen, der unter dem Mikroskop heller erscheint als die aus dem gleichen Material bestehende Schale.

Man geht wohl nicht fehl in der Annahme, daß die primäre Matrix des Gesteins sich aus einem mikritischen Kalk zusammensetzte und durch Mg-Zufuhr zu kryptokristallinem Dolomit wurde. Das Gestein wäre nach der FOLK'schen Nomenklatur als Biomikrit zu bezeichnen. Die Partikel würden nach dieser Nomenklatur den biogenen Strukturen entsprechen.

Die in der oberen Algenbank vorhandene Porosität wird durch Hohlformporen hervorgerufen.

Unter der oberen Algenbank liegt ein 2 m mächtiger mikrokristalliner algenfreier Dolomit mit zahlreichen Stylolithen und Einschlüssen von autigenen Albiten, deren Kristalle z. T. verzwillingt sind.

Der Porenraum wird hier von interkristallinen Poren gebildet, die sich oft zu größeren Hohlräumen oder sogar zu Kavernen ausweiten. In diesen Fällen wird der Porenanteil der unteren Algenbank hoch und erreicht schätzungsweise 10 % und mehr (Abb. 33).

Insgesamt betrachtet, beschränkt sich die Porosität des höchsten

karbonatischen Abschnitts im Ca 2 auf die beiden Algenbänke und auf den zwischen diesen liegenden mikrokristallinen Dolomit. Die untersten 2 m sind stark anhydritisch und dicht.

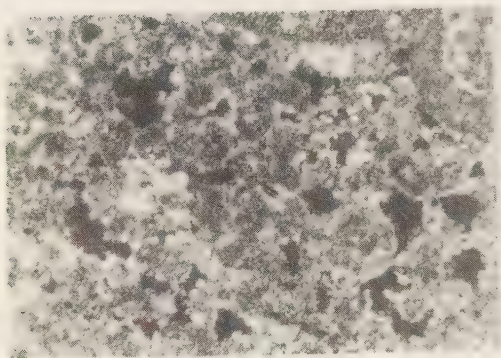


Abb. 33

0.64 mm

Gut poröser Dolomit (Dolomit-Onkolith) aus der unteren Algenbank des Ca 2 der Bohrung Norddeutschland 7.
Porenraum im Bild: schwarz

+ Nic.

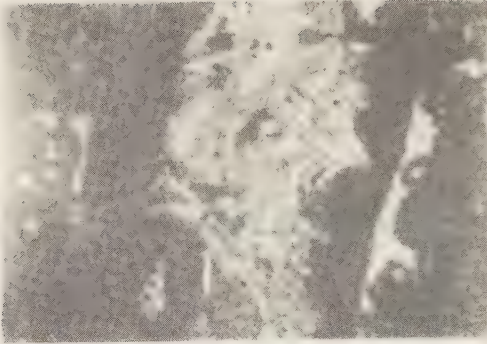
Die Porosität des Gesteins wird nach den Schliffbildern hauptsächlich verursacht durch

1. interkristalline Poren;
2. Hohlformporen (aufgelöste Onkoide und Ooide).

Charakteristisch für die untere Algenbank sind die vielen kreisrunden oder länglich-ovalen Ooide mit konzentrischem Schalenbau. Die Zahl der Schalen, die sich um einen Ooidkern anordnen, variiert zwischen 4 und 6. Neben den Ooiden treten untergeordnet Onkoide auf. Wegen des Vorherrschens von Ooiden kann das Gestein der unteren Algenbank als ein onkoidischer Oolith bezeichnet werden.

Die mittlere Dolomitbank des Ca 2 (3,5 m) ist ähnlich der oberen Bank als poröser Algendolomit entwickelt (Abb. 32). Ihre Porosität erreicht aber keine hohen Werte, weil ein großer Teil des Porenraumes durch Anhydrit ausgefüllt ist. Der Anhydrit verdrängt außerdem sowohl den Dolomit als auch die Onkoide, indem er sich in deren Innenräume einnistet und mit seinen Nadeln (Abb. 34) und gelegentlich auch Rosetten die Schalen von innen her zerstört.

Der Übergang von der mittleren Dolomitbank in das untere anhydritische Zwischenmittel vollzieht sich allmählich.



0,65 mm

Abb. 34

Anhydrit (hell) verdrängt Groenlandit (dunkelbraun) von innen her. Anhydrit bildet Nadeln und Rosetten.
Ca 2; Bohrung Norddeutschland 7; mittlere Dolomitbank

+ Nic.

Die unterste Dolomitbank des Ca 2 ist algenfrei. Sie besteht aus einem mikrokristallinen, stark zerklüfteten Dolomit, der zahlreiche Stylolithe enthält und außerdem anhydritisch ist. Der Anhydrit füllt die Klüfte aus und verdrängt von dort ausgehend auch die dolomitische Grundmasse. Die tonig-bituminösen Stylolithe werden von den anhydritisch verheilten Klüften versetzt.

Die Stylolithbildung im Dolomit erfolgte also vor der tektonischen Beanspruchung und der Anhydritisierung. Die Anhydritisierung stellt hier den letzten diagenetischen Prozeß dar.

In der Bentheimer Struktur ist das Ca 2 außer in der Norddeutschland 7 auch an der Basis der oberen Bank der Bohrung Norddeutschland 6 als Algendolomit entwickelt. Im Ca 2 der Norddeutschland 5 konnten keine Algenstrukturen nachgewiesen werden. Der Dolomit ist hier anhydritführend (Anlage 12).

6.63 Das Gebiet Itterbeck-Frenswegen-Nordhorn

Das Ca 2 des Strukturzuges Itterbeck-Frenswegen-Nordhorn umfaßt zwei bis drei Dolomitbänke mit Anhydritzwischenlagen, die diese Aufsplitterung des Karbonats bewirkten. Die Zahl und Mächtigkeit der anhydritischen Lagen ist im Vergleich zum südlichen Teil des Untersuchungsgebietes geringer. Ähnlich der Ausbildung bei Gronau-Ochtrup-Bentheim-Salzbergen sind auch hier die Anhydritlagen tonig entwickelt und stark mit dolomitischen Flasern und Schlieren durchwachsen. Gelegentlich sind die Grenzen zum Dolomit im Liegenden und Hangenden scharf, was dann als Hinweis auf einen raschen zeitlichen Wechsel des lokalen Ablagerungsmilieus oder der Konzentration der Lösung gelten darf.

Die karbonatischen Partien des Ca 2 in der Bohrung Itterbeck-Halle Z 5 setzen sich aus mikrokristallinem (0,01 - 0,02 mm), algenführendem und z. T. anhydritischem Dolomit zusammen.

Die darin enthaltenen Algen haben onkoidische Formen und bilden Lagen von einigen Zentimetern. Die einzelnen Onkoide können eine Länge von 1 mm erreichen, bei einer Dicke von ca. 0,1 mm. Die Innenräume einiger Onkoide sind völlig herausgelöst; die entstandenen Hohlformporen bilden einen großen Teil der Porosität, die zwischen 1 % und 11 % liegt. Die Permeabilität ist gering, weil die Hohlformporen selten miteinander in Verbindung stehen.

Im unteren Teil des Dolomits befinden sich vereinzelt Ostracoden (1-2 mm Ø), Foraminiferen und Muschelschalen. Die algenfreien Partien des Dolomits sind gekennzeichnet durch häufige Stylolithbildung.

Der Übergang vom liegenden Werra-Anhydrit zum Dolomit erfolgt allmählich. Der obere Bereich des A 1 ist schon stark mit tonigen und dolomitischen Flasern und Schlieren durchwachsen, die eine bräunliche Ölbenetzung erkennen lassen.

Das Karbonat 2 der Bohrung Itterbeck-Halle 4 ist durch zwei jeweils 3 m mächtige Anhydritlagen untergliedert. Der ge-

kernte Teil der oberen Bank erweist sich als ein feingeschichteter kryptokristalliner, anhydritischer Dolomit. Der Anhydrit liegt vorwiegend in Form von kleinen, im Durchschnitt 0,18 mm langen Nadeln vor, bildet gelegentlich aber auch Anhydritflecken, die offensichtlich durch Verdrängung des Dolomits durch Anhydrit entstanden sind. Der Anhydrit ist hier also als Neubildung zu betrachten.

Über die biogene Natur des Ca 2 kann in dieser Bohrung nichts ausgesagt werden, da nicht ausreichend Kernmaterial zur Verfügung steht. Im wesentlichen dürften aber organogene Strukturen wie in der benachbarten Bohrung Itterbeck-Halle Z 5 vorhanden sein.

Ebenfalls durch Anhydrit dreigeteilt ist das Karbonat in den Bohrungen Itterbeck-Halle 3, Itterbeck-Halle Z 7, Z 8 und Z 9.

Die in Itterbeck bezeichnende Dreigliederung des Dolomits in Ober-, Mittel- und Unterbank ist auch im Raume Frenswegen festzustellen. In der Bohrung Frenswegen 4 wurden die Kernstrecken aus der Ober- und Unterbank untersucht.

Die 8 m mächtige obere Bank besteht aus einem geschichteten mikrokristallinen

Dolomit mit zahlreichen Stylolithen. Seine Grundmasse ist teilweise von Anhydrit verdrängt. Die Anhydritneubildungen haben eine Ausfüllung des interkristallinen Porenraumes bewirkt. Die Porosität ist daher in diesem Bereich sehr gering.

Die tiefsten 3 m der oberen Bank setzen sich aus einem onkoidischen Oolith zusammen. Die in der Menge vorherrschenden Ooide haben einen mittleren Durchmesser von 0,3 mm und sind im oberen Teil der Bank schlecht erhalten; sie erscheinen dort nur schemenhaft. Im unteren Teil erkennt man den konzentrischen Aufbau der Ooide etwas deutlicher. Die Zahl der Ooide nimmt zum Liegenden zu. Stellenweise liegen die Ooide, die von mikrokristallinem Dolomitement umschlossen sind, so dicht beieinander, daß eine Matrix nicht mehr vorhanden ist.

Neben den Ooiden treten vereinzelt größere bis 3 mm lange und 0,3 mm breite onkoidische Gebilde auf, die meist blind enden. Nur in der oberen Hälfte der stromarienartig aufgebauten Strukturen ist Schalenaufbau erkennbar (5 bis 10 Schalen). Die Schalen sind etwa 0,006 mm stark und in der Regel nicht parallel angeordnet, sondern verlaufen unregelmäßig und verzweigen sich gelegentlich. Da die Onkoide untergeordnet auftreten, kann das Gestein als onkoidischer Oolith bezeichnet werden.

Aus der Beschreibung der Cuttings kann entnommen werden, daß die mittlere Dolomitbank des Ca 2 in dieser Bohrung aus einem mikrokristallinen, stark anhydritischen Dolomit besteht.

Mikrokristallin (0,06 mm Ø) entwickelt ist auch der größte Teil des Dolomits in der unteren Bank des Ca 2. Einzelne Zonen unterlagen einer stärkeren Sammelkristallisation. Die Kristallindividuen erreichen hier Größen von 0,11 - 0,14 mm und liegen bereits im makrokristallinen Bereich. Die Sammelkristallisation bewirkte in der unteren Bank eine nur geringe Porenraumbildung.

Der Dolomit ist gut geschichtet und enthält zahlreiche Anhydritneubildungen in Form von Anhydritidioblasten. Daneben tritt auch verstärkt Pyrit auf. Foraminiferen und Ostracoden-Schalen sind die einzigen organischen Relikte, die festgestellt werden konnten. Außerdem ist das Gestein bitumenreicher als die obere Bank und weist stylolithische Drucksuturen auf.

Die Bohrung Nordhorn Z 11 liegt östlich von Frenswegen. Auch hier ist das Staßfurt-Karbonat nicht durchgehend dolomitisch ausgebildet, sondern wird von einem 10 m mächtigen anhydritischen Zwischenmittel in eine obere (10 m) und eine untere

(20,5 m) Dolomitbank geteilt (Abb. 35).

Die höchsten 4 m der oberen Bank bestehen aus einem kryptokristallinen und schwach anhydritischen Dolomit, der durch angeordnete tonige, z. T. bituminöse Lagen geschichtet ist. Die Grundmasse ist dicht und enthält zahlreiche (0,012 - 0,024 mm Ø) detritische Quarze. Zum Liegenden schließt sich ein mikrokristalliner Dolomit an, der ebenfalls dicht ist. Die obere Dolomitbank ist algenfrei!

Der Dolomit der unteren Bank im Ca 2 hat mikro- bis makrokristallines Gefüge. Er war im dolomitischen Stadium einer kräftigen Sammelkristallisation und anschließend daran einer Kalzitisierung ausgesetzt, die zusammen einen großen Teil der Algenstrukturen auflösten und die Algen als unregelmäßig ausgefranzte Lappen erscheinen lassen.

Die lagenweise sehr intensive Kalzitisierung läßt auf eine Verdrängung des Dolomits und des in ihm primär enthaltenen Anhydrits durch meist grobkristallinen Kalzit schließen. Im Dünnschliff sind alle Übergänge vom randlich aufgelösten Dolomit und Anhydrit bis zu deren völliger Auflösung zu erkennen: Im Anfangsstadium der Kalzitisierung dringt der Kalzit im interkristallinen Porenraum vor

NORDHORN Z1

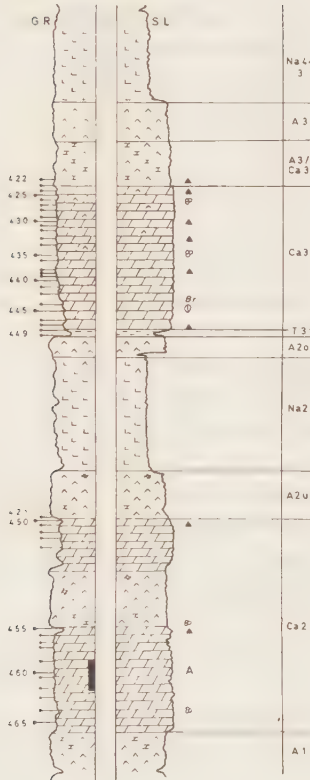


Abb. 35

und umschließt zunächst die Mineralkörner. Nach und nach "zerfrißt" der neu gebildete Kalzit bei gleichzeitig zunehmender Größe den Dolomit. Beim Anhydrit ist zu beobachten, daß seine kräftigen Inter-

ferenzfarben zur Peripherie hin immer blasser werden. Im fortgeschrittenen Stadium der Kalzitisierung sind sowohl Dolomit- als auch Anhydritrelikte im neuge wachsenen Kalzit in Form kleiner Schläuche erkennbar.

Die Verdrängung des Ca 2 in der unteren Bank durch Kalzit ist als typische Rekalzitisierung zu deuten. Sie stellt den letzten bedeutenden diagenetischen Prozeß im Ca 2 der Bohrung Nordhorn Z 1 dar.

Im neu gebildeten Kalzit kam es dann noch vereinzelt zur Auskristallisation von idiomorphen spitzen Dolomitrhomboedern. Sie sind als Beweis einer auf die Rekalzitisierung folgenden Dolomitisierung anzusehen. Diese Redolomitisierung aber beschränkt sich hier nur auf die Bildung weniger Kristallindividuen.

6.64 Das Gebiet Wielen-Uelsen-Ratzel-Wilsum

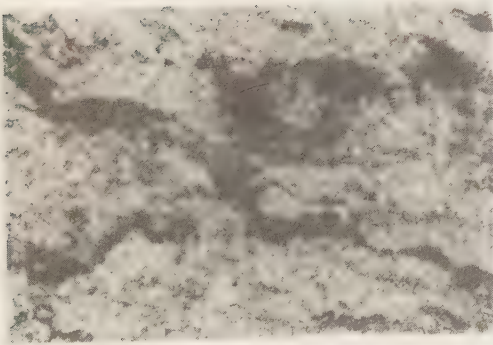
Auf die regionale Zunahme der Ca-2-Mächtigkeit nordwestlich der Struktur Itterbeck-Halle ist bei der Erläuterung und Deutung der stratigraphischen Profilschnitte und Isopachenpläne (Abschnitte 5.1 und 5.2) bereits hingewiesen worden. Hierbei fällt auf, daß die anhydritischen Zwischenmittel, welche das Ca 2 im süd-

lichen und mittleren Teil des Untersuchungsgebietes in mehrere Bänke gliedern, nach Nordwesten an Mächtigkeit verlieren. Gleichzeitig ist die Zunahme der dolomitischen Komponente festzustellen. Die Dolomitbänke werden mächtiger. Um Wielen, Uelsen und in dem östlich anschließenden Gebiet Neuenhaus (Anlage 15) ist die Aufsplitterung des Ca-2-Karbonats in mehrere Dolomitbänke noch deutlich erkennbar. Aber schon wenig weiter nordwestlich, in der Bohrung Ratzel Z 5 (Anlage 13), ist das anhydritische Zwischenmittel auf nur 2 m zusammengeschumpft und trägt so nur unwesentlich zur Gesamtmächtigkeit des Ca 2 bei, die hier 100 m erreicht.

In den beiden Wilsumer Bohrungen (Z 1 und Z 2) ist schließlich die Anhydritsedimentation im Ca 2 entweder ganz ausgeblieben oder beschränkt sich auf einige dünne Zwischenlagen, deren Dicke bestenfalls Zentimeter erreicht.

6.641 Die Gesamtmächtigkeit des Ca 2 beträgt in der Bohrung Wielen Z 2 57 m und liegt damit höher als im Raum Itterbeck-Halle. Zwei anhydritische Zwischenmittel (3 m und 5 m) unterteilen das Staßfurt-Karbonat in 3 Dolomitbänke mit unterschiedlicher Mächtigkeit. Hinzu kommt eine vierte Dolomitbank von 1 m Mäch-

Die Hangendgrenze der oberen Dolomitbank (ca. 10 m) zum Basalanhydrit ($A 2_u$) ist im Gamma-Ray-Log nicht scharf fixierbar und auch petrographisch fließend. Der im Log-Diagramm angegebenen Grenzziehung liegt die Interpretation der Dünnschliffe zugrunde: Die Grenze liegt dort, wo die eine oder andere Komponente überwiegt. Der Übergangsbereich ist gekennzeichnet durch eine Wechselschichtung von 1 cm bis 2 cm dicken anhydritischen und dolomitischen Lagen. Die anhydritischen Lagen sind durch tonig-dolomitische Schlieren verunreinigt (Abb. 37).



0,38mm

Abb. 37

Durch tonig-dolomitische Komponente (schwarz) verunreinigter Anhydrit (hellgrau).

Basalanhydrit ($A 2_u$); Bohrung Wielen Z 2

// Nic.

Ähnlich verhält es sich mit den dolomitischen Lagen im Übergangsbereich: sie enthalten meist Anhydrit. Der ständige Wechsel von anhydritischer und dolomitischer Komponente spiegelt die synsedimentären Schwankungen in der Konzentration der Lösung und in den daraus entsprechend ausfallenden Feststoffen wider. Der Anhydrit dieses Übergangsbereiches ist eindeutig primär abgesetzt worden. Seine Bildung kann nicht durch eine sekundäre Anhydritisierung des Karbonats erklärt werden.

Die obere Dolomitbank des Ca 2 ist algenfrei. Freier Porenraum ist in Dünnschliffen nicht erkennbar. Das Gestein besteht aus mikrokristallinem, teils anhydritischem Dolomit. Der Anhydrit als metasomatisches Mineral hat in der Grundmasse des Dolomits entweder kleine (0,06 - 0,15 mm) Kristalle von kurzprismatischem Habitus oder größere tafelförmige Formen gebildet.

Die mittlere Dolomitbank ist 26 m mächtig, massig ausgebildet und besteht aus einem gelblich-grauen mikrokristallinen Dolomit. Das Gestein ist intensiv geklüftet und

daher in rundliche Brocken oder längliche Stücke zerfallen. Die Klüfte verlaufen unregelmäßig und sind zum großen Teil offen.

Der Dolomit selbst besitzt eine durchschnittliche Porosität von 12,0 Vol. %. Diese beschränkt sich hier nicht nur auf die onkolithischen und oolithischen Lagen, sondern ist über die gesamte Bank verbreitet. Neben den vorhandenen interkristallinen Poren, Hohlformporen und Kavernen ist in diesem Bereich auch Feinklüftung am Gesamtporenraum maßgebend beteiligt.

Die porösen Partien sind zum Teil so stark von Bitumen durchsetzt, daß das Gestein eine dunkelbraune Färbung annimmt. Das Bitumen ist sehr fein im Gestein verteilt und füllt in manchen Lagen den gesamten interkristallinen Porenraum aus, während auf Klüften und Feinklüften sich sogar zähflüssiges Öl angesammelt hat.

Brekziös, geklüftet und Ölimprägniert ist auch der Dolomit der unteren 12 m mächtigen Bank. Sie stellt insgesamt eine Dolomitbrekzie dar. Das Gestein erscheint

stark verknetet und häufig in scharfkantige Brocken bis Faustgröße aufgelöst. Die ursprüngliche Schichtung ist stark gestört und kann in einigen Bereichen nur an den schwarzen stylolithischen Schichtbestegen, die in Abständen von 2 cm bis 5 cm auftreten, erkannt werden.

Die Klüfte sind mit Anhydrit verheilt. Der Anhydrit ist offensichtlich nach der tektonischen Beanspruchung (posttektonisch) in das Gestein eingedrungen und verdrängte von den Klüften aus die dolomitische Grundmasse, indem er zahlreiche Nadeln und Anhydrittapeten bildete (Abb. 38).

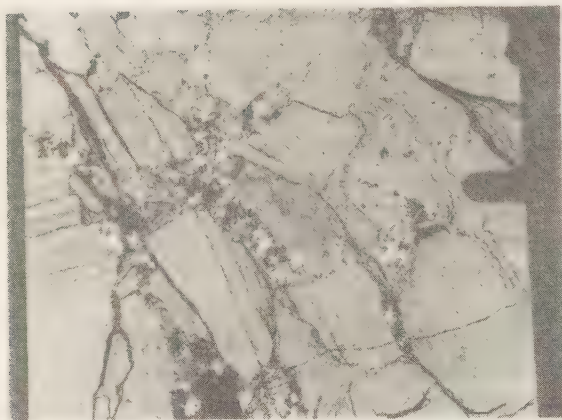


Abb. 38

Mikrokristalliner Dolomit, stark zerklüftet; Klüfte mit Anhydrit verheilt. Ursprüngliche Schichtung an schwarzen stylolithischen Schichtbestegen erkennbar (linker Bildrand). Bohrung Wielen Z 2; Staßfurt-Karbonat (Ca 2)

+ Nic.

Der Dolomit der unteren Bank besitzt makrokristallines Gefüge. Die Größe der Dolomitkristalle variiert zwischen 0,06 mm und 0,12 mm, sie liegt im Durchschnitt bei 0,08 mm Ø. Manche Bereiche des Dolomits sind vor der sonst allgemeinen starken Sammelkristallisation bewahrt geblieben. Im Dünnschliff erscheinen sie als isolierte, meist 1 cm² bis 2 cm² große mikrokristalline Flecken, die in makrokristallinem Gestein "schwimmen".

Die untere Dolomitbank des Ca 2 der Bohrung Wielen Z 2 ist im Gegensatz zu den höheren Bänken tonreicher. Dies dokumentiert sich schon im Gamma-Ray, in dem eine relativ stärkere Strahlung festzustellen ist.

6.642 Etwa 4 - 6 km NE der Bohrung Wielen Z 2 sind die Zechsteinbohrungen von Uelsen abgeteuft worden. Ähnlich den Verhältnissen in der Wielen Z 2 ist auch hier das Ca-2-Karbonat durch zwei anhydritische Zwischenmittel unterteilt (Anlage 15).

In der Bohrung Uelsen Z 3 ist die höchste Dolomitbank 19 m mächtig und besteht aus einem krypto- bis mikrokristallinen, stark anhydritischen Dolomit, in dessen höheren

Partien einige Algenlagen eingeschaltet sind. In der Grundmasse des Dolomits herrscht die kryptokristalline Komponente vor. Die Sammelkristallisation hat hier trotz ebenfalls erkennbarer tektonischer Beanspruchung nicht so intensiv gewirkt wie beispielsweise in der unteren Dolomitbank der Bohrung Wielen Z 2. Gelegentlich auftretende neugebildete größere Dolomitkristalle liegen verstreut in der kryptokristallinen Grundmasse. Stellenweise vereinigen sie sich zu Kristallkolonien und nehmen dann größere Flächen ein.

Im obersten Abschnitt der höchsten Bank ist eine 1,90 m dicke poröse Algenbank (Dolomit-Onkolith) vorhanden. Ihre Porosität schwankt nach gesteinsphysikalischen Untersuchungen im Labor zwischen 2 % und 11 %. Die Poren enthalten Steinsalz, nach dessen Herauslösen die Porosität noch weiter ansteigt. Sie erreicht in einer Sonic-Log-Auswertung bis zu 28 %, allerdings in einer enger begrenzten Partie der Algenbank, und ist durch Interkristallin- und Hohlformporen verursacht.

Krypto- bis mikrokristallin ist auch Dolomit der mittleren Bank im Ca 2.

Auch er ist tektonisch beansprucht und wohl daher teilweise in stärkerem Maße anhydritisiert. Der verdrängende Anhydrit hat oft langprismatische Kristallidioblasten gebildet.

Der Dolomit der unteren Bank ähnelt in seiner Ausbildung den beiden oberen Bänken. Nur ist er tektonisch weniger ausgeprägt als diese.

6.643 Wie schon beschrieben, nimmt die Karbonatmächtigkeit im Ca 2 des Untersuchungsgebietes von Süden nach Norden kontinuierlich zu. Gleichzeitig ist eine Verminderung der Anzahl und der summierten Mächtigkeit der zwischengeschalteten Anhydritlagen zu verzeichnen. Diese Tendenz konnte sogar auf engerem Raum im Gebiet Ratzel bestätigt werden. So sind in der Bohrung Ratzel Z 3 zwei jeweils nur 1 m und 1,5 m dicke anhydritische Lagen entwickelt, während in der Ratzel Z 6 eine primäre Anhydritausscheidung völlig ausgeblieben ist. Hier findet sich eine durchgehende Karbonatfolge von 183 m.

6.644 Ähnliche Verhältnisse konnten durch die Wilsumer Bohrungen (Abb. 1) nachgewiesen werden. Diese haben aber im Vergleich zu den übrigen

Bohrungen im Untersuchungsgebiet in zweierlei Hinsicht bemerkenswerte Ergebnisse gebracht:

1. wegen der extremen Mächtigkeit des Ca 2,
2. wegen der Ausbildung besonders großer Algenstrukturen.

Die Ca-2-Mächtigkeit erreicht in der Bohrung Wilsum Z 1 195 m. Davon sind die oberen 25 m und die tiefsten 17 m gekernt worden. Der höhere Kern erlaubt eine genaue Betrachtung der Algenstrukturen, die hier besonders gut erhalten sind. Das erbohrte Gestein dieser Partie stellt einen ungeschichteten, gelblich-graubraunen, meist schwach kalkigen Dolomit-Onkolith dar. Er besteht fast vollkommen aus Onkoiden, die auf Bruchflächen gelockert sind und bisweilen einen konglomeratischen Habitus vortäuschen. Der Durchmesser der Onkoide schwankt zwischen 0,1 mm und 5,5 mm. Vor allem in den höchsten 5 m des Kerns ist der Dolomit durch Großonkoide gekennzeichnet (Abb. 2), deren Struktur einen unregelmäßigen Schalenaufbau aufweist. Kleinere Onkoide zeigen dagegen eine um den ganzen Körper umlaufende Schalenanordnung und sind daher leicht mit Ooiden zu verwechseln,

die in diesem Bereich ebenfalls auftreten.

Meist geht der Aufbau eines Onkoids von einem sogenannten Pellet, einer kryptokristallinen Sedimentpille, oder von mehreren solchen rundlichen Gebilden aus. Um diese herum haben sich 2 bis 3 Schalen gebildet. Au-

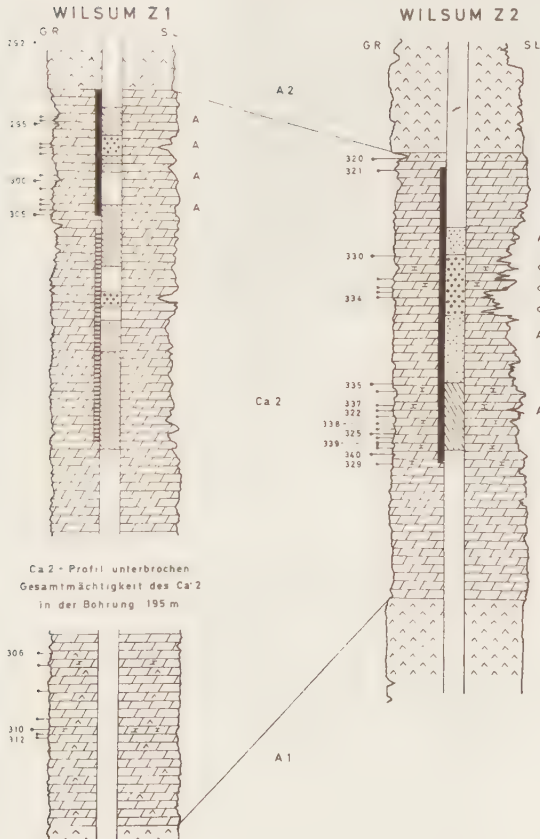


Abb. 39

ßer den Pellets wurden vielfach auch Ooide inkrustiert oder sogar kleinere Onkoide von größeren umschlossen. Die Zahl der eingekapselten kleineren Onkoide kann maximal 30 bis 40 betragen.

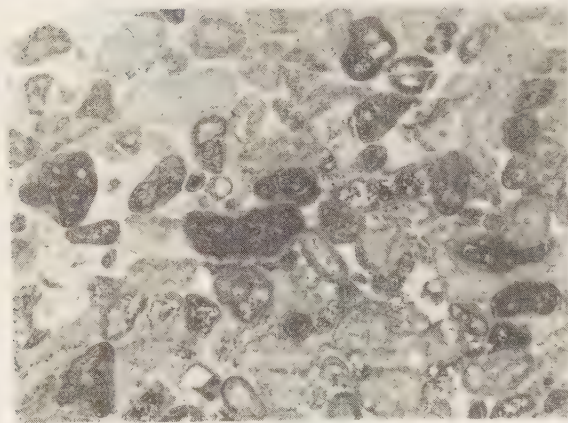


Abb. 40

5.00 mm

Dolomit-Onkolith-Intraklast aus dem oberen Bereich des Ca 2; Bohrung Wilsum Z 1. Porenraum mit grobspätigem Anhydrit (weiß) zuzementiert.

// Nic.

Die Dicke der Onkoidschalen wechselt zwischen 10 μ und 20 μ .

Unter dem Mikroskop ist im oberen onkolithischen Teil des Ca 2 eine weitere Besonderheit zu beobachten:

Die bis zu 5,5 mm großen onkoidischen Partikel werden häufig von einer Vielzahl dünner Schalen inkrustiert, die sich durchweg als insgesamt heller Saum deutlich von den eingeschlossenen dunklen Onkoiden abheben (Abb. 40, Mitte und links). Die Dicke dieser ooidartigen Schalen liegt im Durchschnitt bei 5 μ , wobei ihre Zahl sehr variabel ist. In vorhandenen Einbuchtungen der Partikel haben sich weit mehr Schalen (40 bis 50) gebildet als am convexen Rand. In extremen Fällen sind an diesen Rändern nur 2 bis 3 Schalen entwickelt. Im Übergangsbereich laufen die ooidartigen Schalen von der Einbuchtung in Richtung Außenrand zusammen, was den Eindruck auskeilender Schichten vermittelt. Diese Bildungen führten zu einer Abrundung der ursprünglich unregelmäßig geformten oder eckigen Onkoide. Die derart neugebildeten Partikel erscheinen jetzt in ihren Umrissen rundlich bis elliptisch (Abb. 40). Zwischen beiden Schalentypen (onkoidisch und ooidisch) besteht sowohl genetisch als auch in der Entstehungszeit ein Unterschied, wobei die onkoidische Schale die ältere Bildung darstellt.

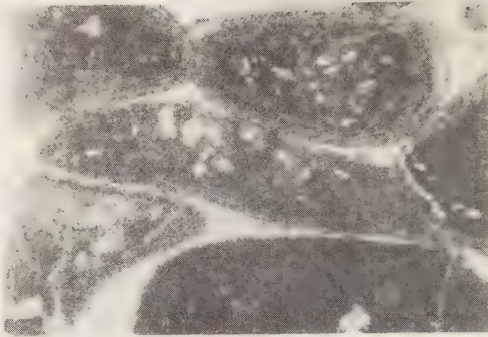


Abb. 41

Plastisch verformte Großonkoide
mit Anhydritzement (Zement B).
Ca 2; Bohrung Wilsum Z 1

// Nic.

Manche zu Großonkoiden verbackene
Kleionkoide sind an den Rändern
abgebrochen oder abgeschliffen.
Sie waren offensichtlich vor ihrer
Inkrustierung bewegt aufgearbeitet
und umgelagert worden, können al-
so vom Ausgangsmaterial her nicht
als autochthon angesehen werden.
In diesem Abschnitt der Bohrung
sollte das Gestein demnach als In-
traklast bezeichnet werden.

Als weitere Eigenart des dolomiti-
schen Onkoliths in der Bohrung Wil-
sum Z 1 ist die Einpassung der On-
koide in die vorgegebenen Zwickel
bemerkenswert. Die ursprünglich

runden oder elliptischen Partikel mit umlaufenden ooidartigen gleichmäßig dicken Schalen müssen sich in frühdiagenetischem Zustand des Gesteins plastisch verhalten haben (Abb. 41). Nach Ansicht FÜCHTBAUER's (schriftliche Mitteilung) sind solche Körper eher als Onkoide denn als Ooide anzusprechen.

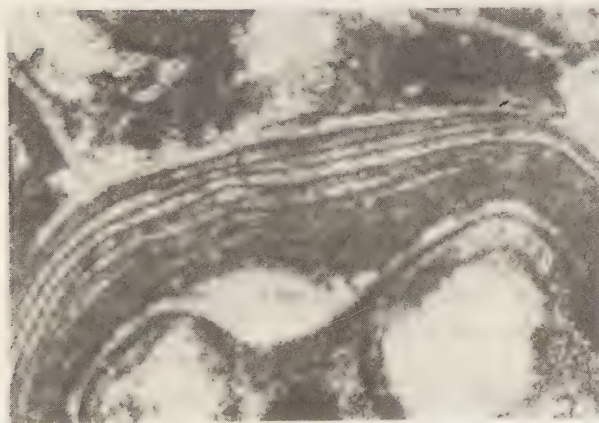


Abb. 42

0,18 mm

Typischer Schalenaufbau eines
Onkoids.

Ca 2; Bohrung Wilsum Z 1

// Nic.

Besonders ausgeprägt und gut definierbar ist in den onkolithischen Bänken die Zementation. Es lassen

sich ein Dolomit-Zement A und ein Anhydrit-Zement B unterscheiden. Der Dolomit-Zement A bildet meist einen hellen Saum mit parallel angeordneten mikrokristallinen Dolomitrhomboedern, der die Partikel umschließt und die Poren auskleidet (Abb. 4). Der nach der ersten Zementation verbliebene freie Porenraum wurde schließlich von Anhydrit eingenommen (Zement B). Dabei sind die Anhydritkristalle zur Porenmitte hin größer entwickelt und verleihen dem Zement im Kern des Porenraumes ein makrokristallines bis grobspätiges Gefüge. In der unmittelbaren Nachbarschaft des Dolomit-Zementes A ist der Anhydrit dagegen mikrokristallin geblieben. Elektronen-mikroskopische Untersuchungen konnten diesen Befund bestätigen.

Der Anhydrit hat aber nicht nur einen Teil des Zwickelporenraumes ausgefüllt, sondern auch die Partikel teilweise verdrängt. Meistens muß die Verdrängung aus dem Partikelinneren vor sich gegangen sein. Gelegentlich wurden auch die äußersten Schalen von der Peripherie her aufgelöst.

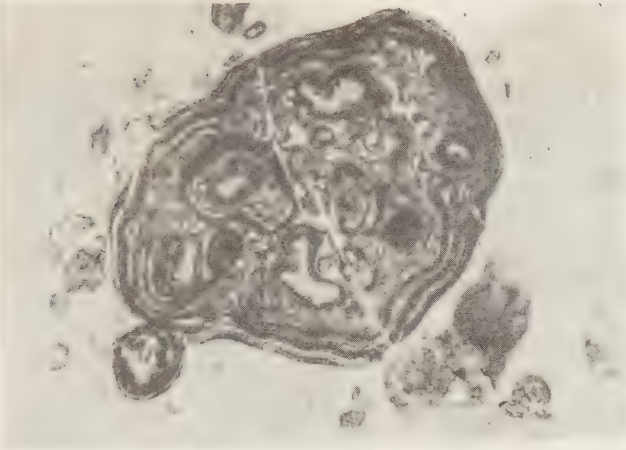


Abb. 43

Typischer Aufbau eines Großonkoids.

Durchmesser 5 mm.

Ca 2; Bohrung Wilsum Z 2

Aufnahme ohne Polarisationsfilter.

Die Porosität des Ca-2-Karbonats in der Wilsum Z 1 ist in den verschiedenen Tiefenlagen recht unterschiedlich und anscheinend vom Grad der Anhydritisierung abhängig. Insgesamt sind die obersten 70 m nach Sonic-Log-Auswertung porös, die tieferen 125 m können als dicht bezeichnet werden. Vermutlich reicht die Onkolithfazies in diesem Bohrprofil über die 25 m Kernstrecke hinaus. Die relativ hohe Porosität des nicht gekerntes Bereiches ist

ein Hinweis darauf. Das würde bedeuten, daß in der Bohrung Wilsum Z 1 eine 70 m mächtige, durchgehende Algendolomitfazies vorläge, die, abgesehen von der Emlichheim Z 5, in keiner anderen Bohrung des Untersuchungsgebietes wieder festgestellt werden konnte.

Der Kern aus dem tieferen Teil des Ca 2 der Wilsum Z 1 enthielt einen mikrokristallinen (0,012 mm bis 0,036 mm Ø), algenfreien anhydritischen Dolomit. Das Gestein ist dicht und stellenweise von kleinen kalzitischen Nestern durchsetzt. Aus dem unteren Teil des Kerns liegt eine Wechsellagerung von 0,14 mm bis 4 mm dicken Kalzitlagen mit ebenso mächtigen Anhydritlagen vor. Diese Wechsellagerung folgt einem bestimmten Zyklus, in dem sich zuunterst zwei 3 mm bis 4 mm starke Anhydrit- und Kalzitlagen bildeten. Auf diese folgt eine Wechsellagerung von 15 0,14 mm bis 0,26 mm dicken Anhydrit- und Kalzitlagen. Dieser Rhythmus wiederholt sich im Kern dreimal.

Biogene Strukturen sind in der Bohrung Wilsum Z 1 im unteren Teil des Ca 2 nicht erkennbar. Der Übergang vom liegenden Werra-Anhydrit (A 1) vollzieht sich, wie in diesem stratigraphischen Niveau wiederholt beobachtet, allmählich. Anhydrit- und

Dolomitlagen, welche nie rein sind,
wechseln einander ab (Abb. 44).

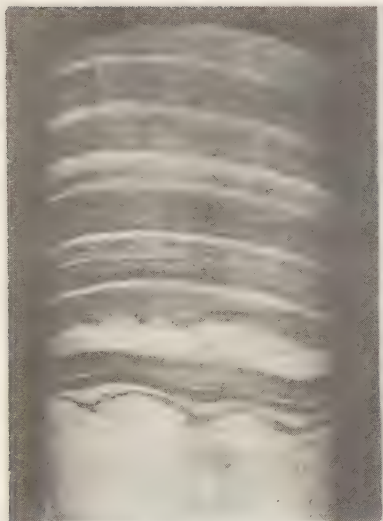


Abb. 44

Wechselagerung
von dünnen Anhy-
drit und Dolomit-
lagen an der Basis
des Ca 2.

Bohrung Wilsum Z 1

Anhydritlagen:
hell

(Bohrkernaufnahme)

2 cm

In der Bohrung Wilsum Z 2 ist das
Stäsfurt-Karbonat 87 m mächtig. Da-
von sind 64 m als Algendolomit ent-
wickelt. Die Algenstrukturen glei-
chen denen der Bohrung Wilsum Z 1.
Auch hier erreichen die Onkoide
Durchmesser von 5,5 mm. Das gilt vor
allem für den mittleren Teil des Ca 2.
Zusätzlich sind in diesem Bereich
die Partikel so stark aufgelöst, daß
das Porenvolumen bis 25 % betragen
kann. Ähnlich den Verhältnissen in

der Bohrung Wilsum Z 1 ist auch hier die Porosität an die Algendolomitfazies gebunden, denn der untere algenfreie Teil des Ca 2 scheint aus dichtem Gestein zu bestehen.



Abb. 45

Bank von Großonkoiden im Ca 2, Ø der Onkoide maximal 5,5 mm.

Bohrung Wilsum Z 1
(Anschliffaufnahme)

2 cm



Abb. 46

Zellige Struktur des Algendolomits durch herausgelöste Onkoide.

Braune Flecken: Ölimprägnierungen.

Ca 2 der Bohrung Wilsum Z 1

(Anschliffaufnahme)

2 cm

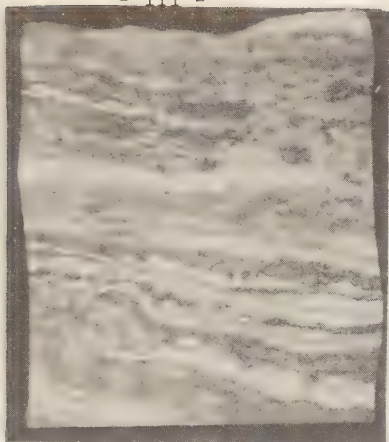


Abb. 47

Algendolomit. Wechsel von hellen und dunklen Onkolithlagen im oberen Bereich des Ca 2.

Bohrung Wilsum Z 2
(Anschliffaufnahme)

2 cm

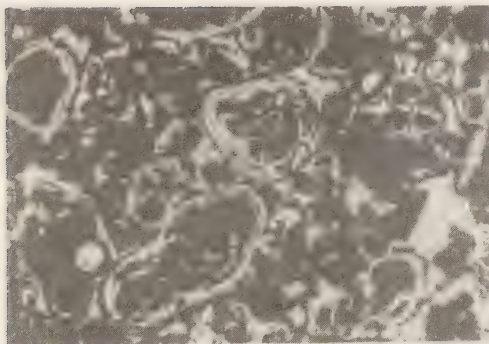


Abb. 48

Stark aufgelöste Onkoide, z. Teil vom mikrokristallinen Anhydrit verdrängt (hell); dolomitische Matrix: dunkel. Aus dem oberen Teil des Ca 2.

Bohrung Wilsum Z 2
+ Nic.

1,33 mm

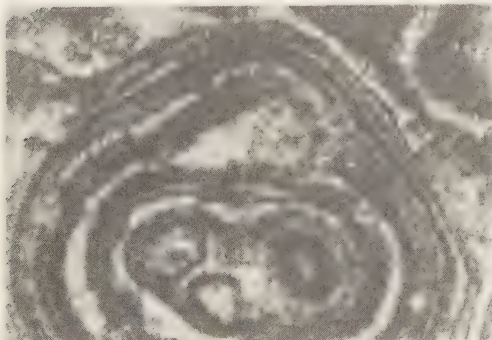


Abb. 49

Onkoid mit typischer unregelmäßiger Anlagerung der Krusten.

Ca 2; Bohrung Wilsum Z 2

// Nic.

0,20 mm

6.65 Das Gebiet Esche-Wietmarschen

Die Mächtigkeit des Staßfurt-Karbonats nimmt aus dem Raum Wilsum nach Osten hin ab. Sie beträgt in der Bohrung Esche Z 2 nur noch 54 m und verringert sich bis zur Wietmarschen Z 2 weiter auf 40 m. Im Gebiet Esche-Wietmarschen ist das Ca 2 wieder durch eine Anhydritlage in jeweils 2 Dolomitbänke unterteilt (Anlage 14).

Der gekernte Ca-2-Teil der Bohrung Esche Z 2 besteht aus einem mikrokristallinen und stark anhydritischen Dolomit mit zahlreichen stylolithischen Drucksuturen. In der oberen Dolomitbank treten außerdem viele Foraminiferen und Ostracoden sowie Bruchstücke von Zweischalern und Bryozoen auf, während in der unteren Bank keine organogenen Reste zu entdecken sind. Diese untere Bank ist stärker umkristallisiert (Kristallgröße 0,04 - 0,06 mm Ø) und enthält zusätzlich feinverteilten Pyrit. In beiden Dolomitbänken hat Anhydrit den interkristallinen Porenraum zuzementiert.

Im Raum Wietmarschen liegt eine ähnliche Ausbildung des Staßfurt-Karbonats vor wie im Gebiet Esche.

6.66 Das Gebiet Emlichheim-Adorf

Im Gebiet Emlichheim-Adorf schwankt die Mächtigkeit des Staßfurt-Karbonats sehr stark. In den westlichsten Emlichheimer

Bohrungen (Emlichheim Z 1, Z 2, Z 3, Z 7, Z 8 und Z 9) wird es 30 m bis 50 m mächtig. Nördlich und nordöstlich dieser Bohrungen, im Gebiet Emlichheim Nord Z 1, ist ein kräftiges Anschwellen des Ca 2 zu verzeichnen. In dieser Bohrung konnten 167 m nachgewiesen werden.

Im Abschnitt 5.23 ist das Mächtigkeitsmaximum im Raum Emlichheim-Nord bereits behandelt worden. Hier wäre noch zu ergänzen, daß die Ca-2-Sedimentation durchgehend karbonatisch und nicht durch anhydritische Lagen unterbrochen ist. Bezüglich seiner auffallenden Mächtigkeit kann das Gebiet Emlichheim Nord mit dem Raum Wilsum verglichen werden. Die fazielle Ausbildung weist allerdings einen wichtigen Unterschied auf: Während in den Wilsumer Bohrungen die höchsten 70 m des Ca 2 durchgehend als Algendolomit entwickelt sind, beschränkt sich hier die Algenfazies auf einige dünne Bänke (insgesamt ca. 2-3 m).

Den Ablagerungsbedingungen des Ca 2 von Wilsum ähnliche Verhältnisse müssen um die Bohrung Emlichheim Z 5 geherrscht haben. In dieser Bohrung erreicht das Staßfurt-Karbonat ca. 80 m und ist fast vollständig als Algendolomit entwickelt. Dickere Anhydritlagen, welche für den Südteil des Untersuchungsgebietes charakteristisch sind, fehlen hier ganz. Die Algenstrukturen im

Gestein der Emlichheim Z 5 sind mit denen aus dem Gebiet Wilsum zu vergleichen: Großonkoide mit Durchmessern von einigen Millimetern, die zahlreiche kleinere Onkoide inkrustiert haben, sind vielfach gesteinsbildend.

In den Adorfer Zechstein-Bohrungen erreicht das Staßfurt-Karbonat 30 m bis 40 m und ist ebenfalls durch geringmächtige Anhydrite gekennzeichnet. Nur eine Anhydritlage ist ausgebildet, die das Karbonat in zwei Dolomitbänke unterteilt. Diese Unterteilung in Unter- und Oberbank ist auch in einigen Dalumer Bohrprofilen anwendbar. FÜCHTBAUER (1964) konnte bei petrographischen Untersuchungen an Proben aus den Erdgasfeldern Adorf und Dalum feststellen, daß dort fast das gesamte Ca 2 als Algendolomit vorliegt. Die Algenstrukturen sind je nach Tiefenlage durch Sammelkristallisation in unterschiedlichem Maße verändert. Das wiederum hatte Einfluß auf die Porosität des Dolomits.

Neben Algen sind Reste von Foraminiferen, Ostracoden und Zweischalern zu erkennen.

Bezüglich ihrer Form und Ausbildung unterscheiden sich die Algenstrukturen im Ca 2 von Adorf-Dalum nicht von denen im übrigen Untersuchungsgebiet. Zum Teil ist der Algendolomit allerdings stärker anhydritisiert. Die Erscheinungsformen der Anhydrit-

tisierung gleichen denen, die in vorangegangenen Kapiteln beschrieben wurden.

6.67 Das Gebiet Fehndorf

Ein weiteres Mächtigkeitsmaximum für das Ca 2 zeichnet sich noch weiter im Norden, im Gebiet Fehndorf, ab. 60 m erreicht das Staßfurt-Karbonat in der Bohrung Fehndorf 6 Z. Der gesamte Bohrkern (ca. 45 m) besteht aus Algendolomit. In seinen höchsten Lagen ist er stark mit Anhydrit durchsetzt, der zu einem großen Teil selbst die Partikel verdrängt. In den anhydritfreien Bereichen ist lokal eine starke Sammelkristallisation erkennbar, die ein mikro- bis makrokristallines Gesteinsgefüge zur Folge hatte. Diese Sammelkristallisation zerstörte die Algenstrukturen fast völlig, hinterließ aber in den betreffenden Partien des Algendolomits eine den ursprünglichen umlaufenden Schalen parallele Anordnung der Dolomitekristalle. Die Partikel, meist Onkoide, sind in einigen Lagen so dicht gepackt, daß keine Matrix erkennbar ist. Die Bezeichnung des Gesteins als Onkolith ist in diesem Fall durchaus angebracht.

Die Größe und der strukturelle Aufbau der Onkoide im Staßfurt-Dolomit dieser Bohrung erinnern an die im Raum Wilsum gemachten Beobachtungen. Allerdings sind die bioge-

nen Strukturen hier nicht so gut erhalten wie beispielsweise im Fall Wilsum Z 1.

Vermutlich reicht die Onkolith-Fazies in der Fehndorf 6 Z tiefer als die Kernstrecke und nimmt möglicherweise sogar das gesamte Ca 2 ein. Auf jeden Fall ist eine fazielle Parallelisierung zur Entwicklung im Bereich der Bohrungen Wilsum Z 1 und Z 2 und Emlichheim Z 5 erlaubt.

6.7 Typisierung der Fazies im Ca 2

Der größte Teil des Untersuchungsgebietes gehörte während der Sedimentation des Staßfurt-Karbonats einem Bereich an, den man als lagunenartige Senke bezeichnen kann. Sie war der Rheinischen Masse im Nordwesten vorgelagert. In dieser küstennahen Lagune kam es, in Abhängigkeit von der Lösungskonzentration, der Wassertemperatur und der Morphologie des Meeresgrundes abwechselnd zur Bildung von Karbonat- und Anhydritbänken unterschiedlicher Mächtigkeit. Das Karbonat erweist sich als Dolomit, der lagenweise als Dolomitonkolith bzw. Dolomitoolith entwickelt ist. Die Lagunenfazies des Ca 2 reicht nach Nordwesten etwa bis Wielen, Uelsen, Ratzeburg, Kalle und Adorf. Von Südosten her ist in Richtung auf diese Zone eine merkliche Abnahme der Anhydritkomponente zu Gunsten des Karbonats zu verzeichnen.

Die Lagune wird im Nordwesten von einem Streifen begrenzt, in dem die Sedimentationsrate

im Ca 2 größer war als in der lagunären Stillwasserfazies (s. Fazieskarte Ca 2). Die Mächtigkeiten des Ca 2 erreichen in diesem Streifen, der auch noch dem Flachwasserbereich zuzurechnen ist, Mächtigkeiten bis zu 195 m. Die Karbonatsedimentation muß hier sehr früh eingesetzt haben, und zwar schon in einer Zeit, in der sich im Raum Uelsen noch der oberste Teil des Werra-Anhydrits ablagerte. Auf diese Verzahnung von höchstem Werra-Anhydrit mit tiefstem Staßfurt-Karbonat wurde bereits bei der Behandlung der Faziesprofile näher eingegangen.

Der Zug mit relativ mächtigem Karbonat, der von den Wilsumer Bohrungen bis in das Gebiet Fehndorf verfolgt werden kann, zeichnet eine alt-angelegte Schwelle nach, die die Lagune vom Bereich tieferen Wassers im Nordwesten und Norden abschirmte. Auf der Schwelle fanden Blaugrünalgen (Cyanophyceen) ideale Wachstumsbedingungen. Sie bildeten die Onkoide, die durch frühdiagenetische Zementation verhältnismäßig rasch zu einem festen Gestein verbacken wurden.

Die Dolomitonkolithe dieser Zone erreichen bis zu 80 m durchgehender Mächtigkeiten. Im Sedimentationsraum des Ca 2 muß dieser Faziesbereich als Biostrom bezeichnet werden. Resistente Gerüstbildner fehlen hier ganz.

Nordwestlich der vorgezeichneten Schwelle verschwindet die Algenfazies rasch. Damit geht eine Zunahme des Tongehaltes im Dolomit Hand in Hand. So ist z. B. das Ca 2 in der Bohrung Emlichheim Z 8 als Stinkdolomit entwickelt. Noch weiter in Richtung auf das tiefere Wasser im

Nordwesten wird das Gestein zunehmend kalkig (Stinkkalk). In den niederländischen Bohrungen Coevorden 4 und Beilen 1 liegt das gesamte Staßfurt-Karbonat in Stinkkalkfazies vor, in der letzteren zum Teil sogar als Stinkschiefer (BRUEREN, 1959). Eine reine Stinkschieferentwicklung wird auch aus dem Ca 2 der Bohrung Dwingelo 2 berichtet.

6.8 Das Zechstein-3-Karbonat (Ca 3) "Plattendolomit"

Nach Ablagerung des Grauen Salztones, der im Untersuchungsgebiet sehr gleichmäßig entwickelt ist und sich durch erhöhte Gammastrahlung auszeichnet, setzte die Sedimentation des Leine-Karbonats (Ca 3) ein.

Die fazielle Entwicklung im Ca 3 unterscheidet sich insofern von der des Ca 2, als keine Unterbrechung der Karbonatsedimentation durch den Absatz dünnerer oder stärkerer sulfatischer Lagen stattfindet. Auch hinsichtlich der Mächtigkeit besteht zwischen beiden Karbonaten ein Unterschied: Das Leine-Karbonat wird westlich der Ems höchstens 50 m mächtig und erreicht in keiner Bohrung die Mächtigkeitsmaxima des Ca 2 (s. Anlage 10).

6.81 Die Entwicklung im Südosten

Die zahlreichen Dünnschliffbestimmungen und Untersuchungen an Kernen und Spülproben im Ca 3 des Gebietes Bentheim-Emsbüren-Neuenkirchen gestatten die Unterscheidung zwei verschiedener Fazies:

1. einer vorwiegend dolomitischen Fazies, die den oberen Abschnitt des Karbonats einnimmt, und
2. einer vorwiegend kalkigen Fazies, welche mit Ausnahme der Bohrung Neuenkirchen 2 sich auf den unteren Teil des Ca 3 beschränkt.

Repräsentativ für die Entwicklung des Ca 3 im Raum Bentheim-Salzbergen-Ochtrup-Gronau ist die Bohrung Norddeutschland 7, weil in ihr fast das gesamte Ca 3 gekernt worden ist und deshalb eine detaillierte Untersuchung des Karbonats ermöglicht hat. Die Mächtigkeit des Leine-Karbonats beträgt hier einschließlich der Anhydritknotenbank ca. 38 m.

Die Anhydritknotenbank ist auch in anderen Bentheimer Bohrungen entwickelt und leitet vom Ca 3 zum hangenden Hauptanhydrit (A 3) über. Dieser Übergangsbereich, der in den Profilen mit A 3 / Ca 3 bezeichnet wurde, ist im Bentheimer Raum mit 2 m bis 4 m noch verhältnismäßig geringmächtig. Vor allem ist er hier durch zahlreiche Anhydritknoten und -lagen gekennzeichnet, die sich in die Schichtung des Dolomits einfügen. Die Größe der Anhydritknoten variiert von einigen Millimetern bis zu mehreren Zentimetern. Im Bentheimer Raum liegt keine streng geordnete Wechsellagerung von Anhydrit und Dolomitlagen vor, wie sie vielfach im Übergangsbereich anderer Gebiete festgestellt wurde. Die Grundmasse der Anhydritknotenbank in der Norddeutschland 7

besteht aus einem krypto- bis mikrokristallinen Dolomit, der von feinen Klüften durchzogen ist. Einige Klüfte sind offen und bewirken eine geringe Porosität des Gesteins. Größtenteils aber sind die Klüfte mit Anhydrit verheilt. Da die dolomitische Komponente weit überwiegt und da sie vor allem die Grundmasse des Gesteins bildet, sollte die Anhydritknotenbank dem Ca 3 zugerechnet werden. Die Ausbildung von kennzeichnenden Anhydritknoten stellt lediglich eine lokale Besonderheit dar, obwohl auch sonst in fast allen anhydritischen Dolomiten Anhydritknoten festzustellen sind. Die Grenze Anhydritknotenbank / Hauptanhydrit ist verhältnismäßig scharf ausgebildet. An der Basis des nur 1 m bis 3 m mächtigen Hauptanhydrits befinden sich einzelne meist 2 mm bis 5 mm dicke Dolomitlagen, die teilweise synsedimentär zerbrochen sind (Abb. 50).

Der obere dolomitische Teil des Ca 3 der Bohrung Norddeutschland 7 enthält zwei Algenbänke (Anlage 12). Die einzelnen Algenkörper sind in einem mikrokristallinen, überwiegend massigen, porösen Dolomit eingebettet.

Im unteren, kalkigen Teil des Ca 3 sind Algenstrukturen nur noch schemenhaft erhalten und das auch nur noch in den schwächer kalzitisierten Partien.

In stärker kalzitisierten Bereichen sind außer einzelnen Ostracodenumrissen, Bruchstücken von Zweischalern und Foraminiferen keine weiteren biogenen Strukturen zu erkennen.

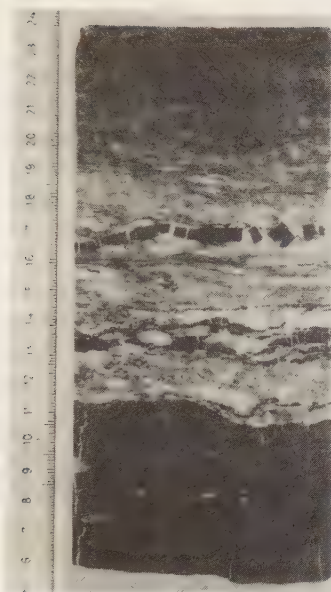


Abb. 50

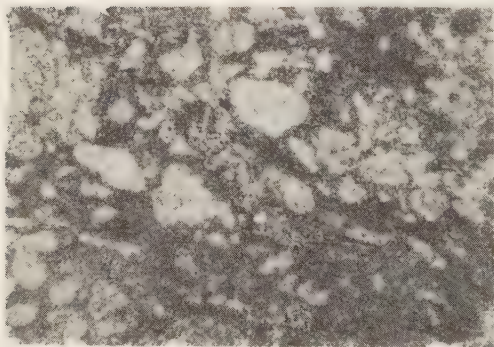
Übergangsbereich
Ca 3 ("Plattendolomit") - Hauptanhydrit (A 3).
Dunkle zerbrochene Lagen in der Bildmitte bestehen aus Dolomit.

Bohrung Norddeutschland 7

(Anschliffaufnahme)

Die Kalzitisierung erfaßte im Süden des Untersuchungsgebietes größere Bereiche des Ca 3 als weiter nördlich. Intensiv kalzitisiert wurde der untere Abschnitt des Ca 3 in einem durch die Orte Gronau, Ochtrup, Bentheim, Salzbergen und Neuenkirchen umrissenen Gebiet (Anlagen 11 und 12). In der Bohrung Neuenkirchen 2 ist sogar das gesamte Ca 3 kalkig. In den niederländischen Bohrungen De Lutte 5 und Rossum 2, die in der westlichen Verlängerung der Bentheimer Struktur liegen, ist der untere Teil des Ca 3 ebenfalls kalkig entwickelt (BRUEREN,

1959). Der Übergang zu dem darüber folgenden dolomitischen Abschnitt vollzieht sich in allen untersuchten Bohrungen allmählich. Eine Wechsellagerung von kalkigen und dolomitischen Lagen, die auf primäre chemische Unterschiede bei der Sedimentation hinweisen würden, ist nicht festzustellen. Vielmehr zeigen die Dünnschliffe, daß im kalzitischen Teil einzelne dolomitische Reste "schwimmen". Daraus läßt sich ableiten, daß die Kalzitisierung der dolomitischen Grundmasse nicht gleichmäßig vor sich ging. In diesen dolomitischen Relikten sind gelegentlich noch schemenhaft erhaltene Onkoide festzustellen. Meist ist aber kein Schalenaufbau mehr zu erkennen, sondern die ursprünglichen onkoidischen Formen sind nur als rundlich-ovale in Dolomit erhaltene Gebilde sichtbar (Abb. 51).



0.36 mm

Abb. 51

Fortgeschrittene Kalzitisierung im unteren Teil des Ca 3 der Bohrung Norddeutschland 7. Die rundlichen Algenstrukturen (hell) sind schemenhaft in Dolomit erhalten. Schliff auf Kalzit gefärbt.

Bezeichnend für den kalkigen Teil im Ca 3 bei Bentheim sind die massenhaft auftretenden dunkelgrauen Kalkknollen von Kirsch- bis Walnußgröße. Sie sind in einer hellgrauen mikrokristallinen, pyritdurchstaubten, dolomitischen Grundmasse eingebettet (Abb. 52). Im unteren Abschnitt des Kalkes erreichen die Knollen sogar Faustgröße.

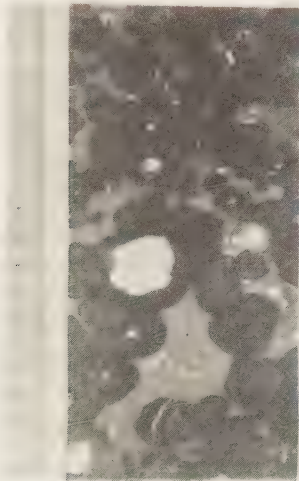


Abb. 52

Kalkknollenbildung im unteren Teil des Ca 3 der Bohrung Norddeutschland 5 bei Bentheim. Der Durchmesser der Kalkknollen (dunkelgrau) ist mehrere Zentimeter groß. Der Innenraum einiger Knollen wird von verschieden großen Anhydritknoten eingenommen.

Grundmasse (hellgrau) ist mikrokristallin, kalkig und dicht.

(Anschliffaufnahme)

Die Kalkknollen sind von zahlreichen anhydritverheilten Schrumpfkluft $\ddot{u}$ ften durchsetzt und enthalten gelegentlich in ihrem Inneren verschiedenen gro $\ddot{u}$ Be Anhydritknoten (Abb. 52).

Verschiedene Beobachtungen sprechen daf $\ddot{u}$ r, da $\ddot{u}$ es sich beim Kalk im Ca 3 des s $\ddot{u}$ dlichen Untersuchungsgebietes um einen rekazitisierten Dolomit handelt:

1. die Verdrängung der dolomitischen Grundmasse und der in ihr enthaltene Anhydritleisten durch Kalzit;
2. die vielen dolomitischen Relikte in der kalzitischen Grundmasse;
3. die schlechte Erhaltung der biogenen Strukturen im kalkigen Anteil;
4. die starke Vererzung in den Bentheimer Bohrungen und in den Bohrungen Ochtrup Z 1 und Salzbergen Z 4.

Die Zufuhr von kalzium- und erzhaltigen Lösungen ging Hand in Hand und wurde durch die vorhandene Klüftung begünstigt. So sind größere Klüfte und Hohlräume von Drusen besetzt, die Kristalle von Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz und Kalzit von mehreren Millimetern Größe enthalten. Ein weiteres häufiges Mineral ist Flußspat, der in der Grundmasse des Kalzits fein verteilt auftritt.

In der Bohrung Neuenkirchen 2 ist das Ca 3 rein kalkig entwickelt. Seine Gesamtmächtigkeit beträgt 42 m. Auch hier ist das Gestein mit zahlreichen kleinen, kalzitverheilten Klüften und Spalten durchsetzt. Die Tatsache, daß hier Unterer Buntsandstein über dem Leine-Karbonat liegt, und die Klüftung sprechen für eine Störungszone. Ähnlich wie in den kalzitisierten Bereichen der Neuenkirchen 1 sind auch in dieser Bohrung die Algenstrukturen nur schemenhaft er-

kennbar. An Dünnschliffen konnte Prof. FÜCHT-BAUER (interner Bericht) nachweisen, daß die Algenfazies, den Verhältnissen in der Neuenkirchen 1 entsprechend, vorwiegend im mittleren Teil des Karbonats entwickelt ist.

Algenverbreitung im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes

Im überwiegend dolomitischen Abschnitt des Ca 3 lassen sich mehrere Onkolithbänke unterscheiden (Anlagen 11 und 12). In den folgenden Bohrungen sind sie mit den erbohrten Mächtigkeiten aufgeführt:

Bohrung Norddeutschland 5

3 Bänke	Obere Onkolithbank	ca. 1,5 m
	Mittlere Onkolithbank	ca. 7,5 m
	Untere Onkolithbank	ca. 2,0 m

Bohrung Norddeutschland 7

2 Bänke	Obere Onkolithbank	ca. 3,5 m
	Untere Onkolithbank	ca. 4,2 m

Bohrung Salzbergen Z 4

2 Bänke	Obere Onkolithbank	ca. 2,5 m
	Untere Onkolithbank	ca. 4,2 m

Bohrung Neuenkirchen 1

2 Bänke	Obere Onkolithbank	ca. 1,5 m
	Untere Onkolithbank	ca. 4,0 m

In der Bohrung Ochtrup Z 1 sind Algenstrukturen über einen 13 m mächtigen Bereich festzustellen. Ob die Onkolithfazies aber über die gesamte Mächtigkeit anhält, läßt sich wegen

des großen Probenabstandes nicht mit Sicherheit bestimmen. Mehrere dünne Algenlagen treten im höheren Teil des Karbonats 3 der Bohrung Emsbüren Z 1 auf (Abb. 53).

In ihrer strukturellen Form gleichen die Algen im Ca 3 des südlichen Untersuchungsgebietes denen, die große Teile des Staßfurt-Karbonats aufbauen. Die vorherrschende Form ist das Onkoid. Es besitzt in der Regel 2 bis 6 unregelmäßig aufgebaute Schalen und ist in seiner Größe sehr variabel. Im Durchschnitt erreichen die Onkoide Längsdurchmesser von 0,1 mm bis 1,5 mm, maximal aber auch solche von 6,5 mm. In einigen Algenlagen sind außerdem in größerer Anzahl lappige Formen ohne Schalenaufbau vorhanden. Sie sind der Schichtung des Gesteins besser angepaßt als die Onkoide und werden in einer Länge von 0,8 mm bis 1 mm höchstens 0,03 mm breit.

Das Innere vieler Onkoide und der schlauchartigen Gebilde enthält eine dunkelbraune bis schwarze tonig-bituminöse Substanz.

Viele Onkoide der "zweiten Generation" im Ca 3 der untersuchten Bohrungen Norddeutschland 5 und 7, Salzbergen Z 4 und Emsbüren Z 1 haben neben kleineren Primäronkoiden auch Ooide eingeschlossen. Vielfach ist zu beobachten, daß ein Ooid von einem Onkoid umschlossen ist, das dann wieder ooidisch weitergebildet wurde.

Insgesamt betrachtet bestehen die Algenbänke der oben genannten Bohrungen aus fladenförmig gebogenen, lappig-zerfranst oder rundlichen Komponenten. Hierbei fällt auf, daß die fladenförmigen Algenkörper vorwiegend im oberen Teil des Ca 3 auftreten, während die rundlichen Formen in den tieferen Bereichen des Algendolomits vorherrschen. So wird zum Beispiel die obere Algenbank der Bohrungen Norddeutschland 5 und 7 hauptsächlich von fladenförmigen Onkoiden gebildet, deren Schalendicke im Gegensatz zu der der rundlichen Formen bedeutend geringer ist (im Durchschnitt 0,006 mm). Tiefer im Profil überwiegen die rundlichen Onkoide.

In allen Algenbänken sind einzelne Onkoide festzustellen, deren Ränder zerfranst sind und die daher lappenförmig aussehen. Gelegentlich findet man auch mehr s-förmig verbogene Onkoidstrukturen.

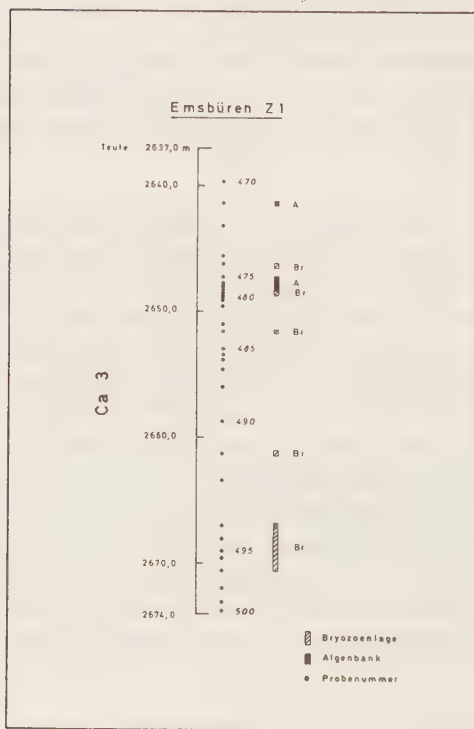
Im oberen Teil der mittleren Algenbank der Bohrung Norddeutschland 5 hat es den Anschein, als ob Partien des Onkoliths aufgearbeitet und erneut sedimentiert wurden (Abb. 54). FÜCHTBAUER (1964) bezeichnet das Gestein hier als einen Dolomitonkolith mit Onkolith-Intraklasten.

Das aufgearbeitete Material dürfte aus der gleichen Abfolge stammen. Dabei haben sich jeweils um die onkolithischen Bruchstücke neue umlaufende Onkoidschalen gebildet. Aus den sekundär von Algen umkrusteten Bruchstücken sind so Großonkoide mit einer Länge bis zu 6 cm entstanden. Die Zahl der eingeschlossenen Primär-

onkoide kann je nach Größe der aufgearbeiteten Bruchstücke weit über hundert betragen. Das Gestein ist in diesem Bereich als Dolomitonkolith mit mehreren Dolomitintraklasten entwickelt.

Eine über 3,5 m durchgehende Bryozoenfazies ist im südöstlichen Untersuchungsgebiet im tieferen Ca 3 der Bohrung Emsbüren Z 1 nachzuweisen. Bruchstücke von Bryozoen sind auch in Proben des mittleren und höheren Abschnitts vorhanden (Abb. 53).

Abb. 53



Auch die obersten 6 m des Ca 3 in der Bohrung Neuenkirchen 1 bestehen vermutlich vorwiegend aus Bryozoen. Allerdings sind die bryozoenähnlichen Strukturen diagenetisch stark überprägt. Übrig blieb ein siebartiges Gefüge, das Vergleiche mit Bryozoenfunden in anderen Bohrungen nahelegt.

6.82 Die Entwicklung im Nordwesten

Im Gebiet Wielen-Itterbeck-Emlichheim-Adorf-Esche ist das Karbonat 3 als krypto- bis mikrokristalliner und algenfreier Dolomit entwickelt. Er ist in der Regel durch zahlreiche parallel bis subparallel angeordnete tonige, z. T. bituminöse Lagen gut geschichtet. Die gute Schichtung verlieh dem Ca 3 die Bezeichnung Plattendolomit. Häufig treten stylolithische Drucksuturen auf. Die Grundmasse ist dicht und enthält außer Bitumen zahlreiche Foraminiferen, Ostracoden und lagenweise auch Reste von Zweischalern. Proben aus dem Ca 3 der Bohrung Wielen Z 2 enthalten auch Bruchstücke eingeschwemmter Bryozoen.

In allen untersuchten Bohrungen ist das Ca 3 anhydritisch; vor allem im höheren Teil nimmt der Anhydritanteil stark zu, so daß ein fließender Übergang zum hangenden Hauptanhydrit vorhanden ist. Typisch für den Übergangsbereich A 3 / Ca 3 ist eine Wechselschichtung von dünnen dolomitischen und anhydritischen Lagen. Das Ca 3 ist nördlich der im Faziesplan gestrichelten Linie als Stinkdolomit entwickelt und in der Bohrung Hesepe Z 1 sogar als Stinkschiefer. Das Gestein ist hier durch eine ausge-

prägte Bänderung gekennzeichnet. Es erscheint im Handstück schiefrig, seine Farbe ist dunkelbraun bis schwarz. Diese Fazies setzt sich vermutlich nach NE in Richtung Lingen fort. Möglicherweise besteht eine Verbindung zur Stinkschieferfazies des Gebietes Fehndorf.

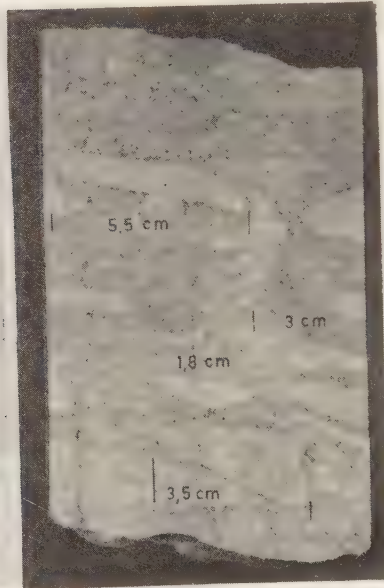


Abb. 54

Dolomitonkolith mit Onkolith-Intraklasten. Ca 3 der Bohrung Norddeutschland 5 bei Bentheim.

(Anschliffaufnahme)

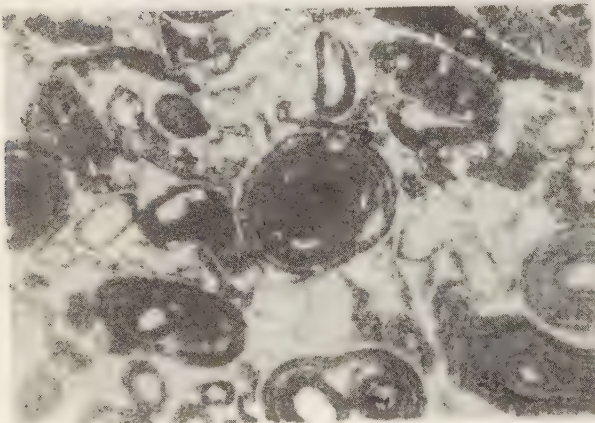


Abb. 55

Inkrustiertes Ooid mit tonig-bituminösem Kern (Bildmitte und links). Untere Algenbank des Ca 3. Bohrung Norddeutschland 7 bei Bentheim.

// Nic.

0,85 mm

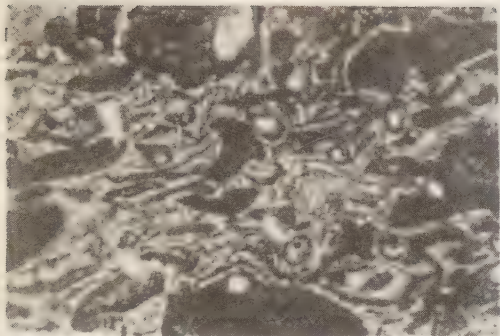


Abb. 56

Fladenförmige Algenstrukturen in der oberen Algenbank des Ca 3. Bohrung Norddeutschland 5

// Nic.

0,65 mm

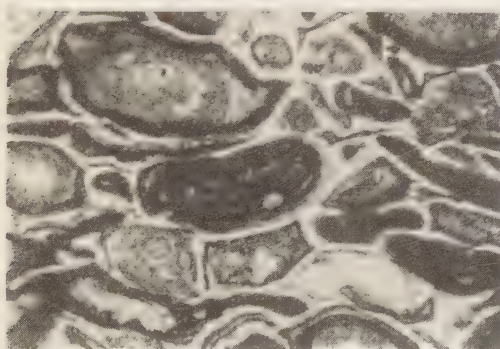


Abb. 57

Dichtgepackte Onkoide mit Dolomit-Zement A (ohne Matrix). Algenbank im höheren Ca 3 der Bohrung Emsbüren Z 1

// Nic.

1,30 mm

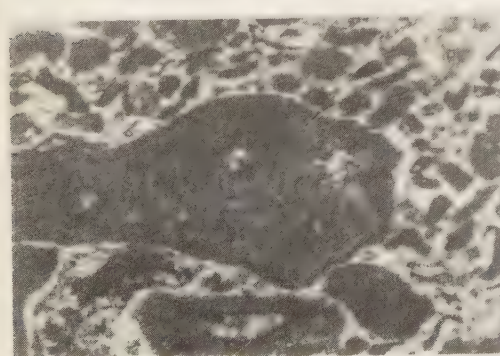


Abb. 58

Vom Großonkoid inkrustiertes Ooid (Bildmitte). Unterste Algenbank des Ca 3; Bohrung Norddeutschland 5

// Nic.

0,57 mm

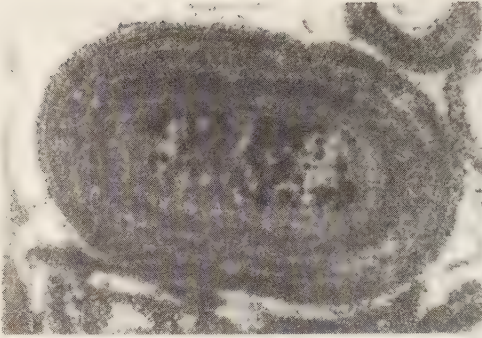


Abb. 59

Ooid mit typisch gleichmäßigem Schalen Aufbau. Untere Algenbank des Ca 3; Bohrung Norddeutschland 7

// Nic.

0,23 mm

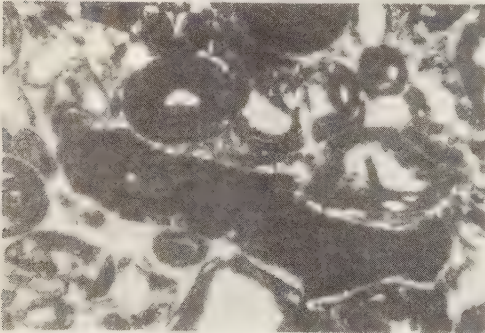


Abb. 60

Längliches Onkoid mit mehreren schwarzen bituminösen Schnüren. Obere Bildhälfte: Ooide. Untere Algenbank des Ca 3; Bohrung Norddeutschland 7

// Nic.

0,76 mm

6.9 Typisierung der Fazies im Ca 3

Die Sedimentationsbedingungen während der Bildung des Zechstein-3-Karbonats waren anscheinend verschieden von denen, die zur Entstehungszeit des Ca 2 geherrscht hatten. Schon der Graue Salzton (T 3) muß in einem Flachwasserbecken mit ausgeglichenem Relief abgelagert worden sein. Lokale Mächtigkeitsschwankungen,

die für das Ca 2 typisch sind, sind im Ca 3 nicht festzustellen. Nur ist eine regionale Abnahme der Mächtigkeit nach Norden und Westen bzw. Nordwesten zu verzeichnen. In den Gebieten Oberlanger Tenge, Haren und Rütenbrock ist schließlich die Ca-3-Sedimentation unterentwickelt oder ganz ausgeblieben. Anhydrit und Steinsalz vertreten hier die Ca-3-Fazies. Ähnliche Sedimentationsverhältnisse müssen auch ca. 40 km weiter westlich, in der niederländischen Bohrung Beilen 1 (BRUEREN, 1959) geherrscht haben. Die Null-Meter-Isopache könnte demnach nach Westen in den Raum südlich dieser Bohrung verlängert werden.

Für das Untersuchungsgebiet läßt sich im Zechstein-3-Karbonat folgende Faziesgliederung vornehmen (s. Fazieskarte des Ca 3):

Poröse Algendolomite sind in einem ca. 30 km bis 40 km breiten Flachwasserstreifen entwickelt, der der Küste vorgelagert ist. In einem sicherlich gut durchwärmten flachen Wasser konnten sich Blaugrünalgen (Cyanophyceen) ansiedeln. Aus ihnen bauten sich mehrere Onkolithbänke von unterschiedlicher Mächtigkeit auf. Das gesamte Ablagerungsmilieu entspricht Verhältnissen, die im Intertidal-Bereich (Wattenmeer) herrschen. Zerbrochene oder zerfranste Algenstrukturen sind ein Hinweis darauf, daß die Algen durch kräftige Wasserströmung bewegt wurden. Gelegentlich wurden sogar größere Brocken der gleichen onkolithischen Abfolge aufgearbeitet und dann als Intraklaste in der Weise wieder abgelagert, daß sich diese Bruchstücke mit einem neuen Algenfilm überzogen und schließlich Großonkoide von mehreren Zentimetern Durchmesser bildeten. Die Onkolithfazies reicht von

der Küstenlinie im Südosten bis in das Gebiet Frenswegen-Tubbergen.

Nach Norden schließt sich die Zone der Stinkdolo-
mitfazies an, die bei Wielen, Uelsen, Wilsum, Em-
lichheim, Adorf, Wietmarschen anzutreffen ist. Die-
se Fazies setzt sich nach Westen auf niederländisches
Gebiet fort und geht nach Darstellung von BRUEREN
(1959) nördlich von Coevorden allmählich in eine
Stinkschieferfazies über. Als Stinkschiefer ist auch
das Ca 3 im Gebiet Fehndorf entwickelt. Den Charakter
von Stinkschiefer haben auch die dem Karbonat 3 ent-
sprechenden Gesteine in Hesepe Z 1, Lingen Z 1 und
in den Bohrungen von Annaveen und Hebelermeer.

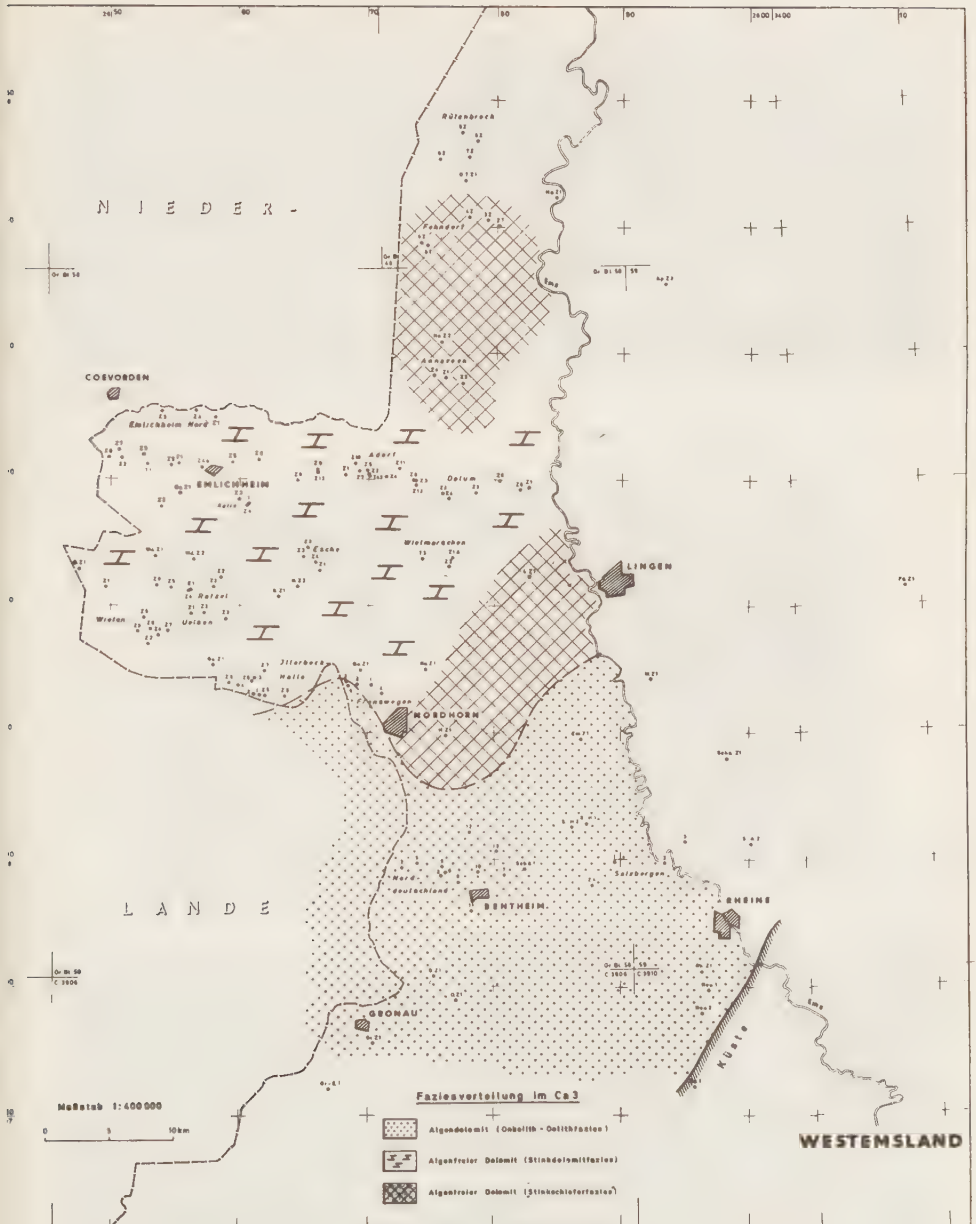




Abb. 61

Pyrithkristalle
(schwarz) in an-
hydritischem und
mikrokristallinem
Dolomit.

Ca 3 der Bohrung
Salzbergen Z 4

// Nic.

0,61 mm

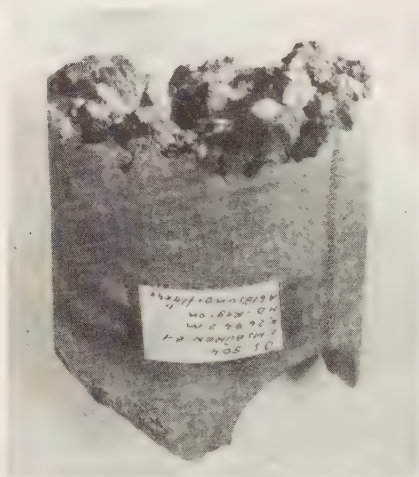


Abb. 62

Stylolithische
Ablösungsflächen.
Ca 2 der Bohrung
Emsbüren Z 1.

(Anschliffaufnahme)

3,2 cm



Abb. 63

Tonig-dolomiti-
scher Anhydrit aus
dem Ca-2-Bereich
der Bohrung Och-
trup Z 1.

Anhydrit im Bild:
grau-weiß

// Nic.

5,0 mm

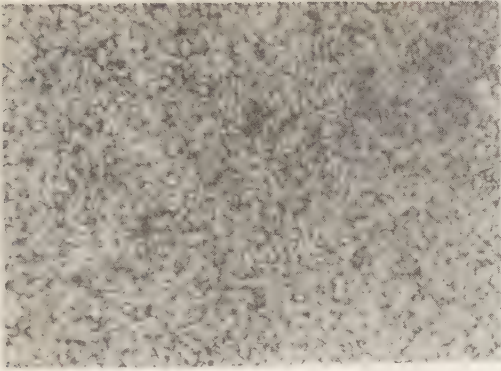


Abb. 64

Mikrokristalliner
Dolomit mit inter-
kristallinem Poren-
raum; Poren mit
Bitumen gefüllt
(schwarz).

Ca 3 der Bohrung
Norddeutschland 7

// Nic.

0,17 mm

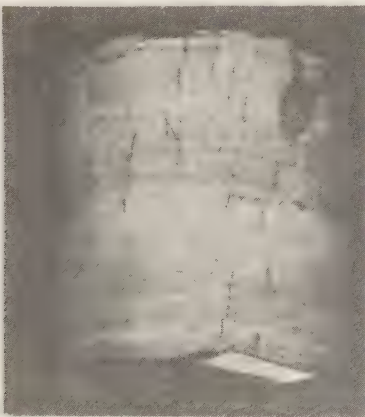


Abb. 65

Dehnungsklüfte im
oberen Abschnitt
des Ca 3.
Bohrung Uelsen Z 2
(Bohrkernaufnahme)

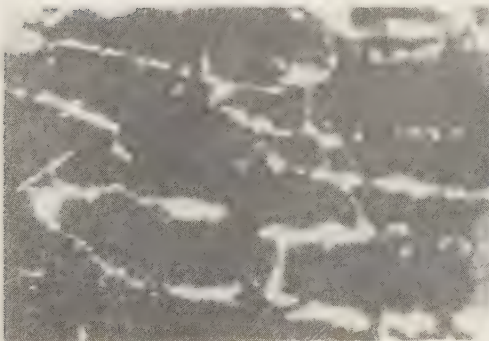


Abb. 66

Kryptokristalliner
Dolomit, stark
klüftig. Klüfte im
Bild: weiß.

Ca 3 der Bohrung
Salzbergen Z 4

// Nic.

0,30 mm

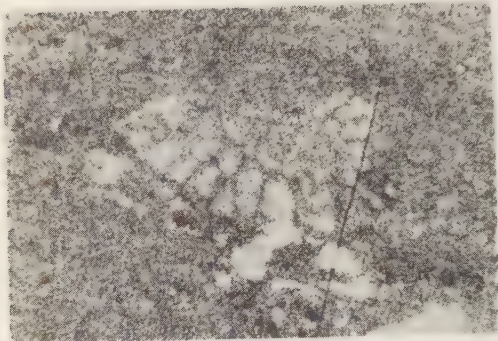


Abb. 67

Bryozoen-Fragmente
aus dem Ca 3 der
Bohrung Wielen Z 2

// Nic.

0,57 mm

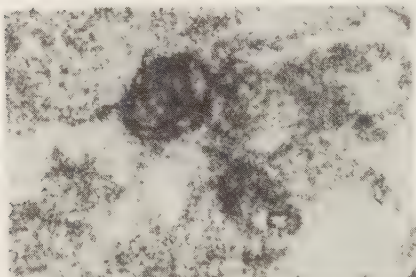


Abb. 68

Foraminifere aus
dem Ca 3 der Boh-
rung Esche Z 2

// Nic.

0,13 mm



Abb. 69

Vererzung im mi-
krokristallinen
rekalzitisierten
Dolomit. Unterer
Teil des Ca 3.
Bohrung Nord-
deutschland 7

// Nic.

1,10 mm

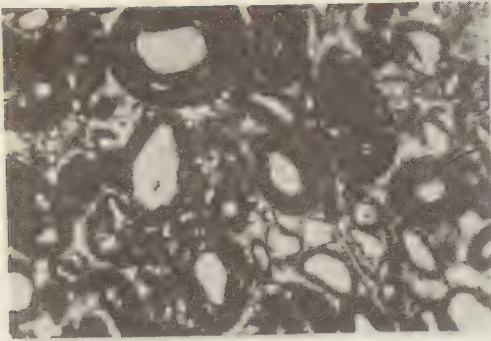


Abb. 70

Dolomitonkololith
aus dem oberen Be-
reich des Ca 3 der
Bohrung Nord-
deutschland 7.
Onkoide weitgehend
herausgelöst (Hohl-
formporen); Onko-
ide kryptokristal-
lin; Grundmasse
mikrokristallin.

// Nic.

1,20 mm

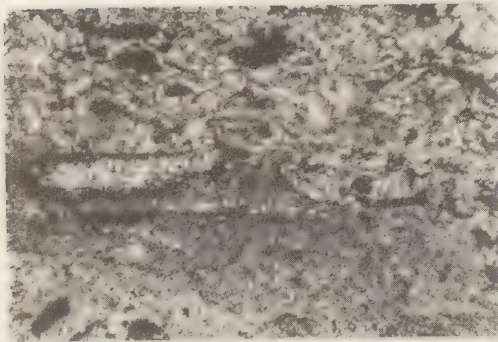


Abb. 71

Stark verdrängte
Algenstrukturen,
z. T. pyritisiert.
Ca 3 der Bohrung
Norddeutschland 7

// Nic.

1,33 mm

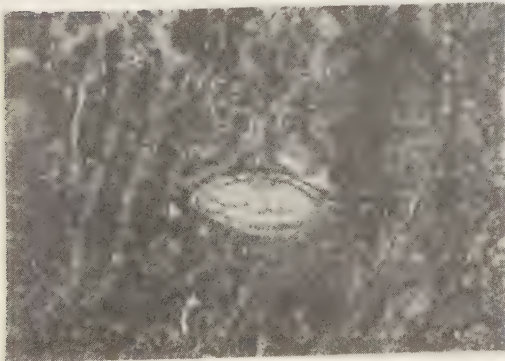


Abb. 72

Muschelschill mit
Ostracode aus dem
kalkigen Teil des
Ca 3. Bohrung
Norddeutschland 5

// Nic.

0,84 mm

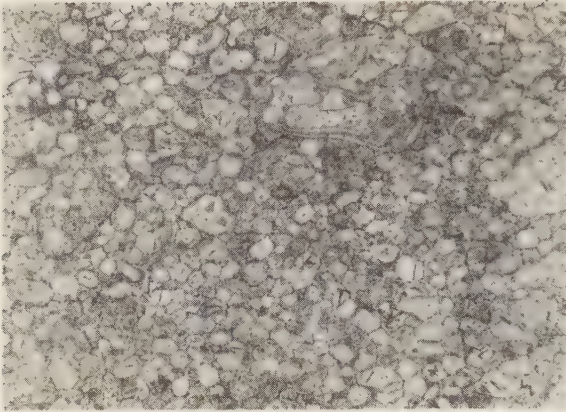


Abb. 73

Dolomit-Onkolith aus dem höheren Teil des Ca 2 der Bohrung Wilsum Z 1. Onkoide dicht gepackt, z. T. mit Anhydrit durchsetzt, keine Matrix ausgebildet; größere Onkoide werden bis 5,5 mm lang (Algenbeutel).

Aufnahme ohne Polarisationsfilter

5,50 mm

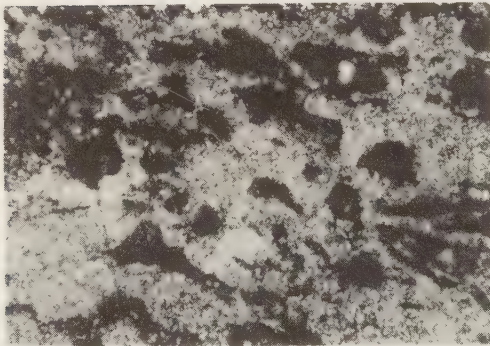


Abb. 74

Rekalzitisierter Algendolomit aus dem Ca 2 der Bohrung Nordhorn Z 1. Algenstrukturen (schwarz) durch stärkere Sammelkristallisation größtenteils zerstört.

// Nic.

0,68 mm



Abb. 75

Brekziöser Dolomit,
mit Anhydrit und
Steinsalz durch-
setzt. Oberer Be-
reich des Ca. 3.
Bohrung Uelsen Z 2
(Anschliffaufnahme)

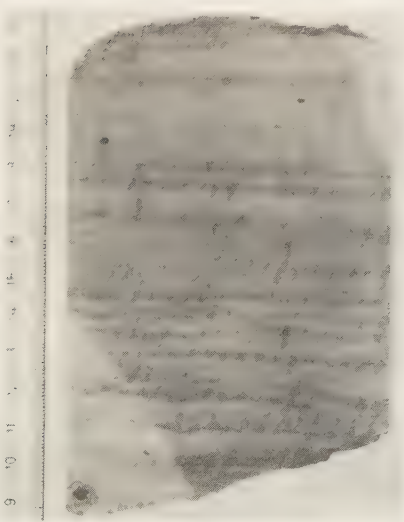


Abb. 76

Drusenbildung im
Ca 3 der Bohrung
Norddeutschland 7;
Füllung mit CuFeS_2 ,
 FeS_2 , ZnS , PbS
und CaF_2 .
(Anschliffaufnahme)



Abb. 77

Wechselfolge Anhydrit (hell) -
toniges Steinsalz
(dunkel) im Über-
gangsbereich
Ca 3 / A 3.
Bohrung Uelsen Z 2
(Bohrkernaufnahme)

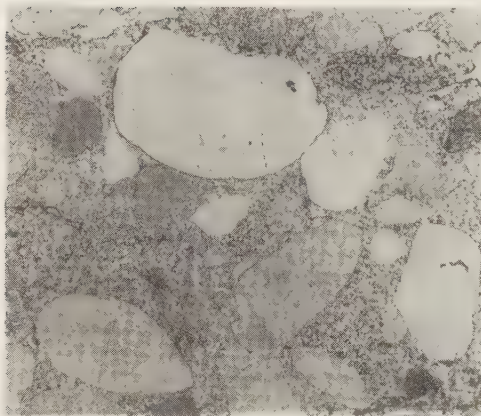


Abb. 78

Quarzitisches Kon-
glomerat aus der
Zechsteinbasis der
Bohrung Balder-
haar Z 1
(Gesamt-schliff-
aufnahme)

1.30 mm

7. Zusammenfassung

Zu Beginn des Zechsteins war das Untersuchungsgebiet, das im Süden durch die Linie Gronau-Neuenkirchen, im Osten durch die Ems, im Westen durch die deutsch-niederländische Grenze zu umreißen ist und im Norden bis Meppen-Fehndorf reicht, weitgehend eingeebnet. Kupferschiefer (T 1) und Zechstein-1-Karbonat (Ca 1) konnten sich daher in einem von Norden her vorgedrungenen Meer mit wenig ausgeprägtem Bodenrelief absetzen. T 1 und Ca 1 sind im untersuchten Gebiet durch gleichmäßig geringe Mächtigkeiten gekennzeichnet. Eine Ausnahme macht das Ca 1 in der Bohrung Gronau Z 1, wo es als 8,5 m mächtiges Bryozoenriff entwickelt ist.

Eine stärkere Differenzierung des Meeresgrundes machte sich aber bereits bei Ablagerung des Werra-Anhydrits (A 1) bemerkbar. Die Mächtigkeiten des A 1 variieren zwischen 50 m und 300 m. Es lassen sich zwei Mächtigkeitsmaxima kartieren (Anlage 6), von denen eines im Bereich der Bohrung Bockholt Z 1, das zweite im Gebiet Uelsen-Ratzel liegt. Im Zentrum dieses Raumes entstand ein Werra-Steinsalzbecken, in dem die Mächtigkeit des Anhydrits zu Gunsten derer des Na 1 geringer wurde und wo es zu einer Faziesverzahnung Anhydrit-Steinsalz kam (Anlage 7). Eine Vertretung des A 1 durch Na 1 ist auch südlich Bentheim zu postulieren; allerdings ist der Anhydrit 1 hier nicht so mächtig entwickelt (maximal 100 m) wie weiter im Norden.

Das Werra-Steinsalz (Na 1) lagerte sich in zwei Teilbecken ab und erreichte im Zentrum sowohl des oben erwähnten nördlichen Beckens als auch im südlichen bei Bentheim-Gronau Mächtigkeiten von über 500 m.

Kalialze wurden im Werra-Zyklus hier nicht ausgeschieden.

Der Braunrote Salzton (T 2), das Basissediment der zweiten Zechsteinabfolge, ist im Untersuchungsgebiet nicht entwickelt. Das Staßfurt-Karbonat (Ca 2) folgt daher direkt auf den Werra-Anhydrit.

Im Gebiet Wilsum-Ratzel-Uelsen-Itterbeck konnte ein kontinuierlicher lateraler Übergang von Werrasalz im oberen Werra-Anhydrit und von diesem in Staßfurt-Karbonat festgestellt werden. Hier zeichnet sich für die Zechstein-Zyklen 1 und 2 eine fazielle Entwicklung im kleinen ab, die großregional für Norddeutschland typisch ist: In den tiefsten Teilen des Beckens setzte sich das Steinsalz 1 ab; gleichzeitig bildeten sich in Richtung auf die Beckenränder synchron mit der Salzabscheidung mächtigere Anhydrite und im Schwellenbereich bereits Karbonate.

Am östlichen Beckenrand vollzog sich eine ähnliche Entwicklung, wobei das Karbonat hier aber nicht so mächtig wurde wie bei Wilsum. Die Karbonatbildung setzte also nordwestlich des Zechstein-1-Beckens, im Gebiet von Wilsum, schon zu einer Zeit ein, als im südöstlich anschließenden Gebiet noch der obere Werra-Anhydrit ausgeschieden wurde.

Mit Abschluß etwa des ersten Zechstein-Zyklus hatten Sedimente die Salinarbecken soweit aufgefüllt, daß hier das Relief des Meeresgrundes weitgehend ausgeglichen war. In dem im Nordwesten anschließenden Streifen, in welchem die Karbonatausscheidung schon frühzeitig und teilweise auch parallel zur Ausbildung der halitisch-

sulfatischen Sedimentation weiter im Südosten begonnen hatte, setzte sich mit dem Staßfurt-Karbonat diese Entwicklung fort. Dieser Streifen mit mächtigen Karbonaten bildete den Nordwestrand einer flachen Lagune, in der in mehrfachem Wechsel Anhydrit und Karbonat sedimentiert wurden. Es schieden sich hier bis zu 6 meist geringmächtige Karbonatbänke ab. Auch die Anhydritlagen innerhalb dieser Lagune sind - verglichen mit den Anhydriten des Beckenrandes - nicht sehr mächtig.

Das karbonatische Gestein im Lagunenbereich selbst ist durch lagenweises Wachstum von Blaugrünalgen gekennzeichnet, deren organische Reste frühdiagenetisch zu einem festeren Aggregat verbacken wurden.

Im Flachwasserbereich am Nordwestrand der Lagune bildeten sich größere Algenstrukturen (Onkoide), die meist gut erhalten sind und Durchmesser von 12 mm erreichen können. In diesem Gebiet entstanden im Ca 2 durchgehend Onkolithe, die bis zu 80 m mächtig werden. Dabei ist zu berücksichtigen, daß hier die karbonatische Entwicklung auch schon früher eingesetzt hatte. Die mikroskopische Analyse der Algenstrukturen läßt auf eine Ablagerung in bewegtem Wasser im Intertidal-Bereich schließen.

Bezeichnend für die Stinkdolomitfazies des Ca 2, die sich im Norden an die Zone mit mächtigen Algendolomiten anschließt, sind die gute Schichtung des Gesteins, seine dunkle Farbe und geringere Mächtigkeit.

Die feingeschichtete Stinkschieferfazies des noch weiter auswärts liegenden Beckens, die z. B. im unteren Teil des Ca 2 in der niederländischen Bohrung Beilen 1 nachgewiesen werden konnte, besteht aus äußerst feinen Wechsellagerungen von Kalzit und bituminösem Ton.

Der Graue Salzton (T 3) ist über das ganze Gebiet sehr gleichmäßig entwickelt. Er besteht im wesentlichen aus terrigenem Material und kündigt eine Verflachung des Meeres an.

Zu Beginn der Ca-3-Bildung war der Meeresboden nicht mehr so stark differenziert wie bei Ablagerung des Ca 2. Die Küste im Südosten begleitete ein Flachwasserstreifen, der meerwärts bis in die Gegend von Frenswegen und Tubbergen reichte. Das Karbonat enthält hier mehrere algenreiche Lagen. Nördlich dieser Linie lassen das Aufhören der Algenbildung bei gleichzeitiger Zunahme der anhydritischen Komponente auf eine Eintiefung des Beckens schließen. Das Gestein ist hier außerdem durch tonig-bituminöse Lagen gut geschichtet und erhält so Stinkdolomitcharakter. Noch weiter nach Norden geht diese Fazies allmählich in Stinkschiefer über und schließlich sogar in Anhydrit und Salz.

Die lithologische Entwicklung der Zechsteinkarbonate westlich der Ems läßt sich aufgrund der hier angestellten Untersuchungen so zusammenfassen:

Der primär abgelagerte Kalkschlamm wurde meist frühdiagenetisch durch $MgCO_3$ -Zufuhr dolomitisiert. Die auf diese Weise neu entstandene dolomitische Matrix besteht aus xenomorphen bis hypidiomorphen Kristallen. In einigen Bereichen des Ca 2 und Ca 3 ist der Dolomit durch spätere Zufuhr kalzitischer Lösungen meta-

somatisch verdrängt worden. Diese Rekalzitisierung des Dolomits ist besonders im unteren Abschnitt des Ca 3 bei Bentheim und südöstlich davon auffallend. Auf die Rekalzitisierung folgte örtlich eine erneute Dolomitisierung. Die Prozesse der Dolomitisierung, Rekalzitisierung und Redolomitisierung haben die Porosität und die Durchlässigkeit des Karbonats zum Teil entscheidend beeinflusst. Eine wirtschaftlich ganz wesentliche Bedeutung kommt insofern der Anhydritisierung des Karbonats zu, als durch sie ein großer Teil des freien Porenraumes spätdiagenetisch verloren ging. Die Verdrängung des Karbonats und die Ausfüllung der Poren durch Anhydrit sind vor allem im Bereich der Lagunenfazies des Ca 2 festzustellen, wo aus den anhydritischen Lagen und Bänken zwischen den Karbonaten oder in deren Liegendem und Hangendem sulfatische Lösungen leicht in die karbonatischen Partien eindringen konnten. In diesem Faziesbereich des Ca 2 ist häufig auch eine Rekalzitisierung des Dolomits zu beobachten.

Die Dolomitisierung der primär kalkigen Substanz führte zu einer Volumenverminderung und bewirkte so eine Vergrößerung des initialen Porenraumes.

Interkristallinporosität ist das Ergebnis der Dolomitisierung. Einen höheren Anteil am Gesteinsvolumen der Karbonate erreicht der Porenraum in den Onkolithen der Flachwasser- und Lagunenbereiche. Erstens bewirkte die Form der Algenkörper von vornherein größere Hohlräume. Zweitens entstanden, da die äußere "Schale" in der Regel gegen Lösungen resistenter war als der innere Teil, Hohlformporen, die zunächst nicht mit-

einander in Verbindung zu stehen brauchen.

Weitgehende Zerstörung der Algenstrukturen durch Lösungsvorgänge, die sich vor allem in Kluft- oder Störungsnähe abspielen, führte vielfach zu einer Kavernenporosität des Karbonats.

Die Durchlässigkeit des Gesteins für Flüssigkeiten oder Gase muß nicht unbedingt mit dem Ausmaß der Porosität Hand in Hand gehen. So kann es vorkommen, daß ein stark poröses Gestein eine sehr geringe Permeabilität besitzt, weil die Poren nicht miteinander in Verbindung stehen. Begünstigt wird die Durchlässigkeit in vielen Dolomitbänken des Untersuchungsgebietes auch durch die vielerorts vorhandene Klüftung.

L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s

- BARTH, T.F.W.,
CORRENS, C.W. &
ESKOLA, P. Die Entstehung der Gesteine
Springer-Verlag Berlin-Göttingen,
Heidelberg, 1960
- BATHURST, R.G.C. Carbonate Sediments and Their
Diagenesis
Developments in Sedimentology,
Vol. 12, 1971
- BAUSCH, W.M. Dolomitisierung und Recalcitisie-
rung in fränkischen Malmkalken
N. Jb. Miner. Mn., 1965, S. 75-82,
Stuttgart, 1965
- BAUSCH, W.M. &
WIONTZEK, H. Petrographische Untersuchungen am
Hauptdolomit von Rehden
Erdöl und Kohle etc., 14, 686-
692, Hamburg, 1961
- BEALES, F.W. Ancient Sediment of Bahaman Type
Bull. Americ. Assoc. Petrol. Geol.
42, 1845-1880 (1958)
- BELJANKIN, D.S. &
PETROW, W.P. Kristalloptik
VEB Verlag Technik, Berlin, 1954
- BRADLEY, W.H. Algae Reefs and Oolithes of the
Green River Formation
U.S. - Geol. Prof. Paper, 154,
1929
- BRUEREN, J.W.L. The Stratigraphy of the Upper
Permian "Zechstein" Formation in
the Eastern Netherlands
Acad. Naz. dei Lincei, I, S. 243-
274, Roma, 1959
- CHILINGAR, G.V.,
BISSELL, H.J. &
FAIRBRIDGE, R.W. Carbonate Rocks (Developments in
Sedimentology 9 A)
Amsterdam, London, New York, 1967

- CORRENS, C.W. Einführung in die Mineralogie
2. Aufl. Springer-Verlag, Berlin-
Heidelberg, New York, 1968
- DUNHAM, R.J. Classification of Carbonate Rocks
According to Depositional Texture
In: Classification of Carbonate
Rocks - Amer. Assoc. Petrol Geol.
Memoir 1, 108-121, 1962
- DUNNINGTON, H.V. Aspects of Diagenesis and Shape
Change in Stylolitic Limestone
Reservoirs
Seventh World Petroleum Congress,
Mexico, Vol. 2, S. 339, 1967
- FOLK, R.L. Practical Petrographical Classific-
ation of Limestones
Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 43,
1-38, Tulsa, 1959
- Spectral Subdivision of Limestone
Types
Amer. Ass. Petrol. Geol. M. 1,
S. 62, Tulsa, 1962
- FÜCHTBAUER, H. Die petrographische Unterscheidung
der Zechsteindolomite im Emsland
durch ihren Säurerückstand
Erdöl u. Kohle, 11, 689-693, 1958
- Zur Nomenklatur der Sedimentgestei-
ne
Erdöl u. Kohle, 12, 605-613, 1959
- Fazies, Porosität und Gasinhalt
der Karbonatgesteine des nord-
deutschen Zechsteins
Z. dt. geol. Ges., 114, 484-531,
1964
- FÜCHTBAUER, H. & Die Tonminerale der Zechsteinfor-
GOLDSCHMIDT, H. mation
Beitr. Mineral. Petrogr., 6, 320-
345, 1959

- FÜCHTBAUER, H. &
MÜLLER, G. Sedimente und Sedimentgesteine
Teil II, Stuttgart, 1970
- GINSBURG, R.N. Ancient Analogues of Recent Strom-
atolites
Intern. Geol. Congr., Rep. Twenty-
First Session, Norden, P. XXII,
26-35, Kopenhagen, 1960
- Environmental Relationship of Grain
Size and Constituent Particals in
Some South Florida Carbonate Sedi-
ments
Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 40,
2384-2427, 1956
- GRABAU, A.W. Principles of Stratigraphy
(1913), Bd. 1 u. 2, Neuausg. 1960,
Dover Publications Inc., New York,
1185 pp.
- HOROWITZ, A.S. &
POTTER, P.E. Introductory Petrography of Fossils
Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-
New York, 1971
- HEIDORN, F. Über den westdeutschen Zechstein
und seine Einfügung in das paläo-
geographische Bild der Zechstein-
formation
In "Erdöl und Tektonik in Nordwest-
deutschland", Amt Bodenf., 97-113,
Hannover, 1949
- HILGENBERG, O.C. Die Paläogeographie der expandie-
renden Erde vom Karbon bis zum
Tertiär nach paläomagnetischen Mes-
sungen
Geol. Rdsch., 55, 878-924, Stutt-
gart, 1965
- ILLING, L.V.,
WELLS, A.J. &
TAYLOR, J.C.M. Penecontemporary Dolomite in the
Persian Gulf
In: "Dolomitization and Limestone
Diagenesis" - SEPM Spec. Publ., 13,
89-111, 1965

- ILLING, L.V. &
WELLS, A.J. Penecontemporary Dolomite in the
Persian Gulf
Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 48
(Abstr.), 532, 1964
- KERKMANN, K. Riffe und Algenbänke im Zechstein
von Thüringen
Freiberger Forschungshefte
C 252 Paläont., 1969
- LÖGTERS, H. &
FROMMEYER, F. Erdöl und Erdgas im Emsland
Abhandlung im Auftrage des West-
emsland-Konsortiums für den Nieder-
sachsentaq 1959 in Nordhorn
- MÜLLER, G. &
MÜLLER, J. Mineralogisch-sedimentpetrographi-
sche und chemische Untersuchungen
an einem Bank-Sediment (Cross Bank)
der Florida Bay, USA
N. Jb. Miner. Abh., 106, 257-286,
1967
- MÜLLER, G. Methoden der Sedimentuntersuchung,
Teil I
Stuttgart, 1964
- Sedimentbildung im Plattensee/Ungarn
Sonderdruck aus der Zeitschrift
"Die Naturwissenschaften", Jg. 56,
H. 12, 606-615, 1969
- Beziehungen zwischen Wasserkörper,
Bodensediment und Organismen im
Bodensee
Sonderdruck: Aus der Zeitschrift
"Die Naturwissenschaften", Jg. 54,
H. 17, S. 454-466, 1967
- Die Sedimentbildung im Bodensee
Sonderdruck aus der Zeitschrift
"Die Naturwissenschaften", Jg. 53,
H. 10, S. 237-247, 1966

MOLLEP, G. &
SCHOTTLE, M.

Recent Carbonate Sedimentation
in the Gnadensee (Lake Constance),
Germany

Reprint from Recent Developments
in Carbonate Sedimentology in
Central Europe
Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-
New York, 1968

MURRAY, P.C.

Origin of Porosity in Carbonate
Rocks

Journ. Sed. Petrology, 30, 59-84,
1960

FRAY, L.C. &
MURRAY, P.C.

Dolomitization and Limestone Dia-
genesis

Soc. Econ. Paleontol. and Mineral.
Spec. Publ., No. 13, 1965

OWESTER, H.

Petrographie des erdgashöffigen
Algendolomits im Zechstein 2 zwi-
schen Weser und Ems

Z. dt. Geol. Ges., 114, 461-483,
Hannover, 1964

FICHTER-BERNBURG, G.

Die paläogeographischen Voraus-
setzungen für die Bildung der nord-
westdeutschen Salzlager

Jb. Geogr. Ges., Hannover, 1953

Stratigraphische Gliederung des
deutschen Zechstein

Z. dt. Geol. Ges., 105, S. 843,
Hannover, 1955

Über salinare Sedimentation

Z. dt. Geol. Ges., 105, S. 593, 1955

Zur Paläogeographie des Zechsteins

Acad. Nazionale dei Lincei, Vol. I,
Rom, 1959

- SCHMIDT, V. Petrographische und fazielle Untersuchungen an Karbonatgesteinen des Oberkimmeridge und des Oberen Malm 1 in Süddoldenburg
Diss., Kiel, 1961
- TRÜGER, W.E. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil I, Bestimmungstabellen
3. Auflage, Stuttgart, 1959
- Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil II, Textband
2. Auflage, Stuttgart, 1969
- WEYL, P.K. Porosity through Dolomitization: Conservation of Mass Requirements
J. Sedimentary Petrology, 30, 85-90, 1960

D ü n n s c h l i f f e

<u>Bohrung</u>	<u>Dünnschliff-Nummer</u>
Adorf Z 1	C. Deilmann DS 42-54 Gew. Elwerath-Nr. 136, 137, 181-205 B, 522
Adorf Z 8	DS 4-6
Adorf Z 9	Gew. Elwerath-Nr. 1657-1695
Adorf Z 10	Gew. Elwerath-Nr. 1721-1747
Balderhaar Z 1	DS 71-82
Emsbüren Z 1	DS 341-345, 470-518, 539
Esche Z 2	DS 83-110, 466-469
Fehndorf 6 Z	DS 158-165
Frenswegen 4	DS 393-420
Gronau Z 1	DS 9, 216-226
Itterbeck-Halle 4	DS 34-41
Kalle Z 3	DS 3, 227-273, 291
Kalle Z 4	DS 274-290
Neuenkirchen 1	DS-Alt 356-358, 364, 365, 368, 384- 443, 474
Norddeutschland 5	DS 347-350, 352-361, 363-374, 376-390, 392 DS-Alt 118-158, 185-205 Gew. Elwerath-Nr. 164-166 B, 179 B, 180, 2252 B
Norddeutschland 6	Gew. Elwerath-Nr. 2253-2255 B, 2257- 2261 B
Norddeutschland 7	DS 168-176, 178-209, 211-215
Norddeutschland 9	DS 7-8
Nordhorn Z 1	DS 421-465
Ochtrup Z 1	DS 10-33
Salzbergen Z 1	DS 519-539
Uelsen Z 2	DS 319
Uelsen Z 3	DS 55-70

Wielen Z 2	DS 111-157
Wilsum Z 1	DS 293, 296-299, 301-312
Wilsum Z 2	DS 2, 320-325, 328-330, 332-340

A n s c h l i f f e

<u>Bohrung</u>	<u>Anschliff-Nummer</u>
Emsbüren Z 1	DS 487, 501, 504, 545
Norddeutschland 5	DS 546-551
Norddeutschland 7	DS 166, 167, 177, 210
Nordhorn Z 1	DS 438, 442, 449
Ochtrup Z 1	DS 21
Uelsen Z 2	DS 313-316, 318
Wilsum Z 1	DS 292, 294, 295, 300 310, 312
Wilsum Z 2	DS 326, 327, 331

Die oben aufgeführten Dünn- und Anschliffe werden in der Explorationsabteilung der Firma C. Deilmann A.G. in Bentheim aufbewahrt. Die mit Gew. Elwerath-Nummer versehenen Schliffe befinden sich im Hause der Gewerkschaft Elwerath in Hannover, Hindenburgstraße 28.

Lebenslauf

Am 8. 3. 1938 wurde ich, Spiros Klioumis, als Sohn des Landwirts Filipos Klioumis und seiner Ehefrau Dafne Klioumi geb. Sotiriu in Wrontismeni, Kreis Jannina, in Griechenland geboren. Meine Schulzeit begann im Sommer 1944 an der Volksschule in Wrontismeni. Während der Wirren des griechischen Bürgerkrieges mußte ich im Sommer 1948 Griechenland verlassen. Über Albanien, Jugoslawien, Ungarn und die Tschechoslowakei gelangte ich 1949 nach Meiningen (Thüringen). Dort besuchte ich ein Jahr die Volksschule und erlernte die deutsche Sprache. Von 1950-52 besuchte ich die Grundschule in Radebeul bei Dresden. Von 1952-57 war ich Schüler der Oberschule Dresden-Nord. Im Juni 1957 legte ich an der gleichen Schule die Reifeprüfung ab. Nach einjährigem geologischem Fachpraktikum an der Staatlichen Geologischen Kommission in Freiberg/Sa. wurde ich im Herbstsemester 1958 an der Bergakademie in Freiberg in der Fachrichtung Geologie der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät immatrikuliert. Am 9. August 1963 bestand ich die Diplom-Prüfung in Geologie und erhielt den akademischen Grad eines Diplom-Geologen. Meine Lehrer an der Bergakademie Freiberg waren die Herren Professoren Watznauer, Schwanecke (Geologie), Müller (Paläontologie), Oelsner (Lagerstättenlehre), Rösler (Mineralogie-Petrographie), Arnold (Bergbaukunde), Meißer (Geophysik), Schrader (Chemie), Kneschke (Mathematik), Liepold (Physik), Rösel (Botanik). Im Wintersemester 1963/64 wurde ich als Doktorand in der Fachrichtung Geologie der Freien Universität Berlin immatrikuliert. Im Sommersemester 1965 ließ ich mich exmatrikulieren und trat eine Stellung als Geophysiker bei der Firma PRAKLA in Hannover an. Seit dem 1. Oktober 1966 bin ich in der Erdölfirma C. Deilmann A.G. in Bentheim als Geophysiker und Geologe tätig.

一 經濟學概論

452

